E-lib.ch
Elektronische Bibliothek Schweiz
Bibliothèque électronique suisse
Swiss electronic library

e-rara.ch

Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie

Studer, Bernhard

Bern, 1844-1847

Zentralbibliothek Zürich

Signatur: NLE 275

Persistenter Link: http://dx.doi.org/10.3931/e-rara-29196

e-rara.ch
Das Projekt e-rara.ch wird im Rahmen des Innovations- und Kooperationsprojektes „E-lib.ch: Elektronische Bibliothek Schweiz“ durchgeführt. Es wird von der Schweizerischen Universitätskonferenz (SUK) und vom ETH-Rat gefördert.

e-rara.ch is a national collaborative project forming part of the Swiss innovation and cooperation programme E-lib.ch: Swiss Electronic library. It is sponsored by the Swiss University Conference (SUC) and the ETH Board.

www.e-rara.ch

Nutzungsbedingungen
Dieses PDF-Dokument steht für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Es kann als Datei oder Ausdruck zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Terms and conditions
This PDF file is freely available for non-commercial use in teaching, research and for private purposes. It may be passed to other persons together with these terms and conditions and the proper indication of origin.

Visual Library

Prof. Ph. Spiller. Die Weltschöpfg vom Standpkt der heutigen Wissenschaft. Berlin 1868 Carl Dunkers Verlag

F. g. I. Lüders. Das Nord- od. Polarlicht, Hamburg Richter. 1870 f. 2. 45 Tfl. in 8°

L f. 275.

Vermächtniss
des
sel. **Arnold Escher v. d. Linth.**
1872.

φύσις die zeugende, zeugende Kraft d. die Natur; die Entstehung, Erschaffung, Geburt. Das Wesen d. die Natur einer Person d. Sache

φυσικός ἡ, όν angeboren, natürlich

ἡ κατὰ φύσιν ὁ allein φυσικὴ Unterschied der Natur, d. natürliche Körper, ihre Eigenschaft ὁ dem Grund

χῶρος Land, Platz; Stelle; Gegend. — Ackerland, Landgut ager. ἀγρός, χώρα, χώρη. später wird es für jede Platz ὁ Gebäude gebraucht.

τόπος Ort, Stelle, Lage, Räder, Gegend, Platz.

ὄρος Berg, Anhöhe, Hügel.

NLE 275

LEHRBUCH

DER

PHYSIKALISCHEN GEOGRAPHIE

UND

GEOLOGIE.

VON

B. STUDER,
Dr. und Professor in Bern.

ERSTES CAPITEL,

enthaltend:

Die Erde im Verhältniss zur Schwere.

Mit Abbildungen und vier lithographirten Tafeln.

BERN, CHUR und LEIPZIG,
Verlag und Eigenthum von J. F. J. Dalp.
1844.

NATURFORSCHENDE
GESELLSCHAFT
IN
ZURICH.

VORWORT.

Bereits während der Ausarbeitung meines *Lehrbuchs der Mathematischen Geographie* (Bern, bei Dalp, 1857) hatte ich mir vorgenommen, demselben später ein Lehrbuch der Physikalischen Geographie folgen zu lassen, das, nach ähnlichem Plane, zwischen einer Darstellung, die Kenntniss der höheren Mathematik voraussetzt, und einer ganz populären Behandlung einen Mittelweg versuchen und sich ungefähr auf die Stufe unserer für Studirende berechneten Lehrbücher der Physik stellen sollte. Andere Beschäftigungen, längere Reisen und die Schwierigkeiten, die ich in der Ausführung der Arbeit fand, haben die Herausgabe bis jetzt verzögert, und statt des Ganzen, wie ich gewünscht hatte, kann nur ein erstes von fünf Capiteln erscheinen, dessen Inhalt sich indess auch als eine für sich abgeschlossene Doctrin betrachten lässt. Nächst der kaum zu bemeisternden Masse und Mannigfaltigkeit des Stoffs war es vorzüglich die systematische Anordnung desselben, die mir Schwierigkeiten entgegensetzte. Dass die Physikalische Geographie und die Geologie in der früheren Trennung, als zwei selbständige Wissenschaften, nicht mehr fortbestehen können, wird zwar durch jedes neu erscheinende Lehrbuch der einen oder anderen genugsam bewiesen und ergibt sich

aus der ganzen neueren Haltung derselben; es schien mir jedoch nothwendig, diese gegenseitige Durchdringung beider Wissenschaften mit noch mehr Consequenz, als es bis jetzt geschehen ist, auf die Darstellung einfliessen zu lassen, so dass sie nicht nur theilweise neben einander gestellt, sondern als nur Ein Object in streng systematischer Form behandelnd, erschienen; ich wünschte den Ansichten Folge zu geben, die ich wiederholt im Jahrbuch von v. Leonhard und Bronn (Jahrbuch 1834 und 1840) geäussert hatte. Ob meine Auffassung die richtige, und ob es mir gelungen sei, sie auf eine Weise zu verwirklichen, dass mein Buch nicht zu den überflüssigen oder verfehlten gezählt werden müsse, wird zwar erst nach vollständiger Durchführung des vorgezeichneten Planes mit Billigkeit beurtheilt werden können, doch greift auch dieser erste Theil schon in so heterogene Gebiete der Naturwissenschaft ein, dass er es nur zu sehr bedarf, der Nachsicht empfohlen zu werden. — Bei der gedrängten Kürze, die mir geboten war, wenn die Arbeit nicht den Umfang eines Lehrbuchs überschreiten sollte, hielt ich es für zweckmässig, zu fernerer Belehrung über die einzelnen Gegenstände die wichtigeren literarischen Hülfsmittel anzuführen. Auf Vollständigkeit macht diese Literatur keinen Anspruch, und es ist leicht möglich, dass vorzüglichere Werke neben anderen vermisst werden, wenn diese mir zufällig näher bekannt waren.

Bern im Juli 1845.

Der Verfasser.

Inhaltsanzeige.

Seite

Einleitung.

1. Geographie 1
2. Physische Geographie 3
3. Physikalische Geographie 8

Erstes Capitel.

Die Erde im Verhältniss zur Schwere.

Physikalische Vorbegriffe.

4. Bewegung durch momentan wirkende Kräfte 11
5. Rotationsbewegung 12
6. Bewegung durch Centralkräfte 14
7. Das Gesetz der allgemeinen Schwere 15
8. Anziehung kugelförmiger Körper 16
9. Centralbewegung durch die Gravitation 17
10. Störungen durch die Anziehung dritter Körper 18
11. Störung durch Widerstand leistende Mittel 21

Erster Abschnitt.

Siderischer Einfluss der Schwere auf die Erde.

12. Ursprung des Planetensystems 21
13. Die Erde unter dem Einfluss der Anziehung der Sonne 24
14. Störender Einfluss der Planeten und des Mondes 26
15. Störung in der Lage der Ekliptikebene 27
16. Störung in den Elementen der Erdbahn 28
17. Störung in der Lage des Erdäquators 30
18. Ebbe und Fluth auf der Wasserkugel 32
19. Einfluss des Landes auf Ebbe und Fluth 33
20. Beobachtete Ebbe und Fluth 35

Seite

21. Anomalien der Ebbe und Fluth 37
22. Einfluss der Gestirne auf die Atmosphäre 38

Zweiter Abschnitt.

Tellurischer Einfluss der Schwere.

I. Gestalt und Dichtigkeit der Erde.

23. Ursprüngliche Gestaltung der Erde 40
24. Intensität der Schwere an der Erdoberfläche 43
25. Bestimmung der Abplattung durch das Pendel 45
26. Verhältnisse der Masse 47
27. Dichtigkeit der Erdmasse 48

II. Anziehung kosmischer Massen.

28. Einfluss auf planetarische Körper 51
29. Meteorsteine 51
30. Sternschnuppen 55

III. Die Atmosphäre unter dem Einfluss der Schwere.

31. Gestalt und Höhe der Atmosphäre 57
32. Bestandtheile der Atmosphäre 59
33. Mittlerer Druck der Atmosphäre am Meeresspiegel 64
34. Abnahme des Luftdrucks in der Höhe 67
35. Winde 69

IV. Das Flüssige unter dem Einfluss der Schwere.

36. Verbreitung und Bestandtheile der stehenden Gewässer 71
37. Gleichgewicht und Druck stehender Gewässer 75
38. Störungen des Gleichgewichts stehender Gewässer 78
39. Wellenbewegung 79
40. Strömungen 81

41. Die Hydrometeore Verdunstung 83
42. Quellenbildung 86
43. Bestandtheile der Quellwasser 92

44. Flusssysteme 97
45. Bewegung der Wasserströme 101
46. Bewegung des Geschiebes durch die Ströme 107
47. Wassermasse der Ströme 112
48. Beschaffenheit des Flusswassers 115

49. Schlammströme 117

50. Gletscher 120
51. Bewegung der Gletscher 123

Seite

52. Bewegung der Lavaströme 127

V. Sedimentbildung.

Allgemeine Verhältnisse.

53. Gesetze der Sedimentbildung 130
54. Schichtungsverhältnisse 132
55. Massige Sedimente 135
56. Uebergang der Sedimente in feste Steinmassen 136
57. Structur der Sedimente 139
58. Formation 143
59. Altersfolge der Formationen 145
60. Mächtigkeit der bekannten Formationsfolge 151

Besondere Verhältnisse.

61. Sedimente in stehenden Gewässern 153
62. Aeltere Sedimente in stehenden Gewässern 156
63. Abnorme Glieder der Kalksteinreihe 161
64. Abnorme Glieder der Thonreihe 166
65. Krystallinische Schiefer 168

---

66. Strandbildungen 173
67. Aeltere Strandbildungen 177
68. Steinarten älterer Strandbildungen 181

---

69. Dünenbildung 186
70. Aeltere Dünenbildung 189

---

71. Bildungen durch Anschwemmung 191
72. Erratische Blöcke 192

---

73. Korallenbildungen 197
74. Aeltere Korallenbildungen 200

---

75. Sedimentbildung durch Polythalamien und Infusorien 206
76. Aeltere Bildungen durch Polythalamien und Infusorien 209
77. Dammerde 213
78. Bildung von Torf 216
79. Aeltere Kohlenbildungen 221

---

80. Eisfelder 224
81. Schneebildungen 226
82. Verbreitung der Gletscher 230
83. Gletscherbildungen 232
84. Aeltere Gletscherbildungen 236

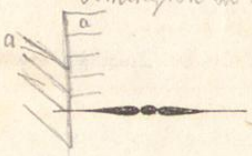
		Seite
85.	Sedimentbildung im Inneren des Bodens	239
86.	Sedimentbildung durch Quellwasser	243
87.	Knochenbreccien und Bohnerz	249
88.	Knochenhöhlen	251
89.	Sedimente durch Ströme	254
90.	Deltabildungen	258
91.	Bildungen durch Schlammströme	264
92.	Aeltere Strombildungen	266
93.	Erratische Blöcke	272
94.	Bildungen durch Felsschutt	276
95.	Bildungen durch vulcanischen Auswurf	279
96.	Lavabildungen	286
97.	Gangbildungen	289
98.	Aeltere vulcanische Bildungen	295
99.	Steinarten der vulcanischen Sedimente	303
100.	Doleritgesteine	305
101.	Augittrappe	307
102.	Hornblendtrappe	311
103.	Diallagtrappe	314
104.	Trachytgesteine	317
105.	Feldsteinporphyre	322
106.	Syenitarten	326
107.	Granite	328
VI.	Erosion.	
108.	Einleitung	333
109.	Erosion durch den Wind	333
110.	Erosion durch Quellen	335
111.	Erosion durch Hydrometeore	338
112.	Aeltere Erosion durch Hydrometeore	345
113.	Erosion durch Ströme	354
114.	Aeltere Thalbildung durch Ströme	359
115.	Erosion an den Küsten stehender Gewässer	365
116.	Aeltere Erosion an Küsten	368

Seite

117. Erosion durch Gletscher 372
118. Aeltere Erosion durch Gletscher 375

VII. Einsenkungen des Bodens.

119. Erdfälle und Einstürze 380
120. Aeltere Einstürze 387
121. Einsenkungen. Verwerfungen 394



EINLEITUNG.

1. Geographie.

Die Monographie, oder systematisch geordnete Erkenntniss der Erde heisst Geographie, oder Erdkunde, und ist eine selbständige Erfahrungswissenschaft. Die Geographie betrachtet die Erde als ein Ganzes, das zwar sehr verschiedenartige Theile enthält, und mit der übrigen natürlichen und geistigen Welt in vielseitigen Beziehungen steht; aber nur in so fern die Untersuchung dieser Theile und Beziehungen mit derjenigen der ganzen Erde in Verbindung steht und die Erkenntniss derselben als ihren letzten Zweck betrachtet, gehört sie der Geographie an. — In weniger strengem Sinn heisst man auch Monographie'n einzelner Theile der Erdoberfläche Geographie'n dieser Theile *(Geographie der Schweiz; Geographie von Europa)*, und unterscheidet das Aggregat dieser Monographie'n als eine specielle Geographie von der eigentlichen Geographie, die in diesem Gegensatz allgemeine Geographie heisst. Die allgemeine Geographie verhält sich zur speciellen Geographie wie die Universalgeschichte zu einer Sammlung von Specialgeschichten. — Als Wohnsitz des Menschen steht die Erde in enger Beziehung zu der Geschichte unseres Geschlechts und allen menschlichen Interessen, und die Geographie wird auch dieses Verhältniss zu berücksichtigen haben. Geschieht diess aber in dem Grade, dass der humane Gesichtspunkt vorherrschend und als letztes Ziel der Darstellung erscheint, so verliert die Wissenschaft der Erde

ihre Selbständigkeit und wird eine Hülfswissenschaft. Sie heisst dann politische Geographie, wenn sie vorzugsweise der Staatengeschichte sich unterordnet; Statistik, wenn sie zur Vergleichung der Macht der Staaten und ihrer staatswirthschaftlichen und politischen Verhältnisse dienen soll; Religionsgeographie, wenn die Verbreitung der religiösen Verbindungen, Handelsgeographie, wenn die Interessen des Handels und der Industrie vorzugsweise hervortreten. Der Inbegriff dieser und ähnlicher geographischer Wissenschaften kann als eine angewandte Geographie der eigentlichen Geographie, welche dann reine Geographie heissen muss, gegenüber gestellt werden. Jede dieser angewandten Geographie'n lässt sich auch speciell für einen Theil der Erde allein bearbeiten (*Statistik von Deutschland; medicinische Geographie von Italien*).

Die alten geographischen Werke enthielten, nach einer kurzen allgemeinen Einleitung, über Gestalt und Grösse der Erde, Eintheilung derselben in Klimate, Projectionslehre zur Darstellung auf Karten und Globen, und Aehnliches, die specielle Geographie der verschiedenen Länder, ihrer Gebirge, Flüsse, Naturproducte, Volksstämme, Städte u. s. w., nach den einzelnen Staaten oder Völkerschaften geordnet. So in den ersten Jahrhunderten unserer Zeitrechnung Strabo (*de Geographia l. XVII*), Plinius (*natur. histor. l. II ad VI*), Ptolemaeus (*de Geogr. l. VIII*, mit Anleitung zu geogr. Ortsbestimmung und Darstellung auf Karten). Dieselbe Behandlung wurde durch das ganze Mittelalter bis auf die neuere Zeit befolgt. Im XVI Jahrhundert fanden verdienten Ruhm die kurzen Lehrbücher von Glareanus (*de Geographia*, 1527) und Vadianus (*epitome geogr.*, 1534), vorzüglich aber das grosse Werk von Seb. Münster (*Cosmographia universalis*, 1550), worin, wie in den Geographie'n von Strabo und Plinius, in der speciellen Beschreibung auch alle natürlichen Verhältnisse berücksichtigt werden; am Ende des Jahrhunderts Ortelius (*theatrum orbis terrarum*, 1584). Immer enger verband sich indess die Geographie mit der Geschichte und mit politischen Beziehungen; in den grösseren geographischen Werken von Gottfried (*Archontologia cosmica*, 1638), Mallet (*descr. de l'univers*, 1685), Martinière (*dict. géogr. histor. et. crit.* 1739) u. s. w. wird überall den historischen und politischen Interessen der Vorrang gegeben. Es ist diese Richtung auch die vorherrschende in dem Hauptwerke des XVIII Jahrhunderts von Büsching (*neue Erdbeschreibung*, 1754), und, in neuerer Zeit, in der grossen Geographie von Gaspari, Hassel und Cannabich (*vollständ. Handb. der Erdbeschr.*, 1819), so wie in Balbi (*abrégé de géogr.* 1833) und vielen anderen. Indem endlich Alles weggelassen wurde, was nicht direct

auf politische Interessen sich bezog, trat die Geographie ganz in den Dienst der Staatswissenschaft, und es bildete sich, von der reinen Geographie getrennt, die Statistik aus: in vereinzelten Versuchen schon durch Sansovino (*del governo e dell' amministr. di diversi regni e republiche* 1583), und Conringius (*de republ. imp. Germ.* 1654 und opp. 1730) u. a., in systematischer Bearbeitung zuerst durch Achenwall (*Staatsverfassung der europ. Reiche* 1749). — So wie indess, gegen das Ende des vorigen Jahrhunderts, neben der politischen Geschichte sich eine Culturgeschichte entwickelte, so wurde in einzelnen geographischen Werken auch diese Beziehung, im Gegensatz der politischen, vorzugsweise hervorgehoben: man machte aufmerksam auf eine Verbindung zwischen Gestaltung, Klima, Naturproducten eines Landes und der Entwicklungsgeschichte seiner Volksstämme, und suchte Beides in einen Causalzusammenhang zu bringen; oder, ohne so weit zu gehen, räumte man der Ethnographie und der Gesammtheit menschlicher Interessen die Stelle ein, welche bisher die Statistik beinahe ausschliesslich eingenommen hatte. In diesem Geiste schrieben Pallas (*Reisen im russischen Reich*, 1771), die beiden Forster (*Reise um die Welt*, 1778; *Bemerkungen über phys. Erdbeschr.*, 1783), Herder (*Idee'n zu einer Philosophie der Geschichte der Menschheit*, 1785), Zimmermann (*Taschenb. der Reisen*, 1802; *die Erde und ihre Bewohner*, 1810), Malte-Brun (*précis de la géogr. univers.*, 1810). Die Mehrzahl neuerer Reisewerke, die wissenschaftlichen Werth haben, folgt dieser Richtung, welche übrigens die Aufnahme statistischer Angaben nicht ausschliesst.

Noch eine Verbesserung der älteren Methode blieb aber wünschbar. Der häufige Wechsel, dem die Grenzen der Staaten unterworfen sind, machte das Bedürfniss einer unveränderlichen Eintheilung des Erdbodens fühlbar; statt der künstlichen politischen verlangte man Naturgrenzen, und als solche boten sich, nächst den von je her berücksichtigten der Meere, vorzüglich Gebirgszüge und grosse Ströme dar. Das Verdienst, dieser naturgemässeren Behandlung Geltung verschafft zu haben, erwarb sich Buache durch viele Versuche, die Naturgrenzen auf Karten darzustellen (*essai de géogr. phys.* in den *M. de l'Acad.*, 1752). Es folgten dieser Methode Gatterer (*Kurzer Begriff der Geographie*, 1789), Stein (*Handbuch der Geographie*, 1808), Zeune (*Gea*, 1808); in unserer Zeit, mit geistvoller Benutzung des ganzen Reichthums der neueren Naturwissenschaft und Ethnographie, in kleineren Abrissen Schouw (*specimen geogr. physic. comparat.* 1828; *Europa, ein Naturgemälde*, 1838), und, in dem grossen Hauptwerke der Geographie, Ritter (*Erdkunde im Verhältniss zur Natur und zur Geschichte des Menschen, oder allgemeine vergleichende Geographie*, 1822).

2. Physische Geographie.

Mit Ausschliessung aller Beziehungen, die das Geistige im Menschen betreffen, lässt die Erde sich betrachten als ein Naturkörper,

durch Naturkräfte gebildet und mit der übrigen Naturwelt von allgemeinen Gesetzen abhängig. In diesem beschränkteren Sinn heisst die Geographie physische Geographie und gehört, als Monographie eines Naturkörpers, zur Naturgeschichte, mit dieser zur Naturwissenschaft.

Die physische Geographie, oder die Naturgeschichte der Erde, strebt nicht nur nach einer vollständigen Erkenntniss aller natürlichen Eigenschaften des Erdkörpers, sondern auch nach der Erklärung oder Herleitung dieser Eigenschaften aus natürlichen Ursachen; denn es ist die Monographie eines Naturkörpers nur dann als vollständig zu betrachten, wenn sie den Ursprung, die Entwicklung und Fortbildung und das Ende desselben, als nothwendige Wirkungen des allgemeinen Causalnexus darzustellen vermag, d. h., wenn sie als abgeschlossene Geschichte erscheint.

Die physische Geographie hat sich, wie jede Monographie eines Naturkörpers, mit der Gestalt und Structur, den Stoffen und den Kräften zu beschäftigen, die auf die Erde einwirken, oder durch die sie auf andere Körper einwirkt; sie enthält ein morphologisches, ein stöchiologisches und ein dynamisches, oder physikalisches Element. In mehreren Naturgeschichten bietet jeder dieser drei Theile so reichen Stoff dar, dass sie getrennt behandelt werden (die Botanik, die sich in Organologie, Pflanzenchemie und Pflanzenphysiologie theilt). In anderen Naturgeschichten ist diese Trennung nicht streng durchzuführen, weil der eine oder andere Theil zu wenig ausgebildet ist, oder weil die höhere Entwicklung des dynamischen Theils ihn überflüssig gemacht hat (die Krystallogie hat ihr dynamisches Element erst noch zu suchen und ist nur Morphologie und Stöchiologie; in der Optik werden die Lichtphänomene nicht in einem besonderen morphologischen Theile, sondern zugleich mit der sie erklärenden Dynamik vorgetragen). Zwischen beiden Methoden hält die physische Geographie, nach ihrer gegenwärtigen Ausbildung, die Mitte. Es haben sich zwei morphologische Theile ausgesondert, die aber dieses Element lange nicht erschöpfen; die mathematische Geographie nämlich behandelt die Gestalt, Grösse, Bewegung und Lage des gesammten Erdkörpers, ohne sich mit den mathematischen Verhältnissen seiner Theile und ihrer Be-

ziehung zum Ganzen zu befassen; die Chorographie, oder die beschreibende Geographie nach Naturgrenzen, die jene zum Theil ergänzt, lehrt uns die Oberfläche nach Wasser und Land, Gebirgen und Ebenen, Wüste und Vegetation kennen, geht aber nicht ein auf die Structur, oder innere Gestaltung, sondern überlässt die Behandlung derselben der Geologie. Das stöchiologische Element ist vielfach bearbeitet, in Analysen der atmosphärischen Luft, des Seewassers, der Mineralquellen, in Petrographie'n und Mineralogie'n, aber eine systematische Vereinigung dieser Arbeiten zu einem besonderen Theile der Geographie ist bis jetzt nicht versucht worden, und wäre kaum zweckmässig, da ein innerer Zusammenhang der Stoffe unter sich und mit dem Erdganzen sich bis jetzt nicht ergeben hat, die Darstellung also der inneren Einheit ermangeln würde. Der dynamische Theil ist das Argument der physikalischen Geographie, und von den übrigen Theilen nimmt dieselbe Alles in sich auf, was zur Begründung und Erläuterung ihrer Lehren nothwendig erscheint, oder als Wirkung der tellurischen Dynamik von selbst seine Stelle darin finden muss.

Während die ältere Erdkunde, durch den Versuch, die politische Eintheilung der Erdfläche durch eine auf Naturverhältnisse gegründete zu verdrängen, sich allmählig einer physischen Geographie annäherte, entwickelte sich diese unmittelbar auf dem günstigeren Boden der Naturwissenschaft selbst. Die wichtigen Arbeiten der Mathematiker und Astronomen über die Gestalt und Grösse der Erde, am Ende des XVII und im Anfange des XVIII Jahrhunderts, hatten eine gründliche Erforschung des Erdkörpers überhaupt angebahnt, und die vielseitigere Entwicklung der Physik setzte sich nothwendig mit derselben in enge Verbindung. Die Wärme- und Lichtverhältnisse der Erdoberfläche, die Bewegungen der Gewässer, der Ursprung der Quellen, die Structur und Entstehung der Gebirge, die Gesetze des Erdmagnetismus wurden Gegenstand, sowohl der Beobachtung, als der mathematischen Analyse, während zugleich die Reisen wissenschaftlicher Männer in ferne Erdtheile die aus der Beschränkung des Standpunktes hervorgegangenen Irrthümer berichtigten und der allgemeinen physischen Erdkunde eine sichere Grundlage gaben. Diese geographische Richtung der Physik war schon durch Baco empfohlen worden, der in seiner *hist. ventorum* auch ein Beispiel dieser Behandlungsweise gab; sie zeigt sich in Halley *(über magnet. Deklin.* 1683, *über die Variat. des Barom.* 1685, *über die Passatwinde*, 1686), Mariotte *(du mouvement des eaux* und *de la nature de l'air*, œuvr. 1717), Mairan *(des variat. du barom.*, 1715; *sur la cause du chaud en été et du froid en hiver*, 1719; *de l'aurore boréale*

1731), Bouguer (*gradation de la lumière*, 1729), Musschenbroeck (*de magnete* 1756; *introd. ad phil. nat.*, 1762), in den Arbeiten der Bernoulli, Euler, Maclaurin, d'Alembert, Lambert, über Ebbe und Fluth, Ursache der Winde, Strahlenbrechung, magnetische Abweichung u. s. w. Zu den wichtigsten wissenschaftlichen Reisen jener Zeit gehören diejenigen zur Messung von Breitegraden von 1735 bis 1746 durch Bouguer, la Condamine, Ulloa, Maupertuis; ferner die Reisen von Rumph 1690, Plumier 1693, Dampier 1698, Feuillée 1714, Tournefort 1717, Valentyn 1724, Shaw 1738, Gmelin 1743, Adanson 1757; in den Schweizeralpen die *Itinera alpina* der Scheuchzer 1704 u. ff. Auch die ersten allgemeineren Versuche, die Entstehung und frühere Ausbildung der Erde zu erklären, trugen Vieles bei, das wissenschaftliche Interesse der physischen Geographie zuzuwenden, und mehrere jener geologischen Systeme geben zugleich eine Uebersicht des damaligen Standpunktes dieser Wissenschaft und der bereits gesammelten Kenntnisse. Diese ersten Geologie'n oder Theorie'n der Erde, die wir zum Theil als Vorläufer der neueren physischen Geographie betrachten können, tragen die Namen von Burnet (*telluris theoria sacra*, 1680), Leibnitz (*Protogœa*, 1683), Woodward (*natural history of the earth*, 1695), Whiston (*new theory of the earth*, 1696), Lazzaro-Moro (*dei crostacei che si trovano sui monti*, 1740), Buffon (*théorie de la terre*, 1749, und *époques de la nature*, 1778). Die Naturgeschichte des Meeres fand ihren besonderen Bearbeiter in Marsili (*hist. phys. de la mer*, 1725). Die Meteorologie, oder die Naturgeschichte der Atmosphäre kämpfte zwar mit der Unvollkommenheit der Instrumente, fühlte aber stärker vielleicht als die übrigen Zweige der Erdkunde das Bedürfniss, ihre Untersuchungen über Winde, Witterung, Temperatur und klimatische Verhältnisse über die ganze Erdfläche und in alle Höhen der Atmosphäre auszudehnen. Davon zeugen die bereits angeführten Schriften von Halley, Mariotte, Mairan, dann auch Scheuchzer (*Meteorologia helvetica*, 1718) und die späteren meteorologischen Hauptwerke von Richard (*hist. nat. de l'air et des météores*, 1770), Cotte (*Météorologie*, 1774), De Luc (*Modificat. de l'atm.*, 1772 und *Idées sur la Météorologie*, 1786), De Saussure (*Hygrométrie*, 1783). Die organische Naturgeschichte hatte schon durch die älteren Botaniker einen geographischen Charakter erhalten, und die Bestimmung der Standorte und Verbreitungssphären wurde seither als eine ihrer wichtigeren Aufgaben betrachtet; in der Botanik durch Linné (*dissert. de telluris habitab. incremento*, 1743; *stationes plantarum*, 1754, und a. W.); in der Zoologie durch Pennant, Pallas und vorzüglich Zimmermann (*geogr. Geschichte des Menschen und der vierfüssigen Thiere*, 1778). — Allgemeine Zusammenstellungen aller durch Reisende oder Naturforscher über die natürlichen Verhältnisse des Erdkörpers gesammelten Kenntnisse, worin zuerst die Geographie, getrennt von allen politischen oder humanen Beziehungen, als ein Theil der Naturwissenschaft behandelt, oder doch dieser Gesichtspunkt vorzugsweise hervorgehoben wurde, gaben der allgemeinen physischen Geographie die Entstehung. Schon Plinius gibt im

II Buch der nat. hist. eine allgemeine physische Geographie, im Gegensatz der speciellen Geographie der folgenden vier Bücher; auch das grosse Werk von Athan. Kircher (*mundus subterraneus*, 1678) kann als eine hierher gehörende Arbeit betrachtet werden. Die erste wissenschaftliche physische Geographie schrieb aber Varenius (*Geographia generalis*, 1651, und in einer späteren von J. Newton bearbeiteten Ausgabe 1672); mit ihm wetteiferte Riccioli (*geogr. reformata*, 1661). Ein Jahrhundert später erschien Lulof (*Anleitung zu der mathem. und physik. Kenntniss der Erdkugel*, 1750, deutsch von Kästner, 1755); und bis in neuere Zeiten behaupteten ihren Ruf T. Bergmann (*physikal. Beschr. der Erdkugel*, 1769, letzte Ausgabe 1791); Bode (*Anleit. zur allgem. Kenntniss der Erdkugel*, 1786, letzte Ausgabe 1820); Mitterpacher (*physikal. Erdbeschr.*, 1790); Otto (*Hydrographie*, 1800); J. Kant (*physische Geogr.*, 1801).

Mit der raschen Entwicklung aller Zweige der Naturwissenschaft in neuerer Zeit hat die physische Geographie Schritt gehalten. Nicht nur die Gestalt, Grösse und Bewegung der Erde sind mit einer der hohen Stufe der Mathematik entsprechenden Schärfe bestimmt worden, man hat auch ihre Masse und Dichtigkeit kennen gelernt; die Gestaltung der Oberfläche ist von geübten Reisenden in beinah allen Theilen der Erde beschrieben, und durch kunstvoll gearbeitete Karten dargestellt worden; man hat den glücklichen Versuch gemacht, auch in der Vertheilung von Wasser und Land, in dem Lauf der Flüsse, den Zügen der Gebirge, der Erhebung des Bodens, allgemeine Beziehungen auf das Erdganze oder doch auf grössere Theile der Kugelfläche zu erkennen und diese in einer wissenschaftlichen Sprache und durch Zahlen auszudrücken; aufgeklärte Regierungen haben in edlem Wetteifer zur Förderung der physischen Geographie Reisen und längere Aufenthalte von Naturforschern in fernen Weltgegenden veranstaltet, Observatorien errichtet und Sammlungen von Naturerzeugnissen befördert; einzelne hoch begabte, mit Kenntnissen gründlich ausgerüstete Männer haben aus eigenem Antrieb ein ganzes Leben der Fortbildung eines, oder mehrerer, oder aller Zweige jener Wissenschaft gewidmet, je nachdem ihre Kräfte ausreichen mochten; wo nur es angieng, wurde die mächtige Hülfe der höheren Rechnung benutzt, bald um Maass und Zahl an die Stelle vager Beschreibungen zu setzen, bald um in der Verworrenheit vielfach abweichender Erscheinungen einfache Gesetze aufzusuchen, bald zur Herleitung und Erklärung geographischer Thatsachen aus den Theorie'n der Physik. Kein Abschnitt der physischen Geographie ist zu nennen, der nicht im Besitz wäre einer ausgedehnten, durch künstlerische Leistungen unterstützten Literatur, welche theils reiche Sammlungen von Thatsachen der wissenschaftlichen Bearbeitung aufbewahrt, theils allgemeine Resultate aus der Empirie oder theoretisch entwickelt, theils diese in übersichtlicher Darstellung zum öffentlichen Gemeingut macht.

Die Geschichte der physischen Geographie in neuerer Zeit ist mit Meisterhand entworfen worden von Ritter (*Einleit. zur Erdk.*).

3. Physikalische Geographie.

Die physikalische Geographie (Physik der Erde, physique du globe) ist die Anwendung der physikalischen Theorie'n auf die Naturgeschichte des Erdkörpers. Das Bedürfniss dieser Naturgeschichte verlangt eine Ausdehnung der Sphäre der Physik auf alle organischen und unorganischen Naturkräfte, und, strenge genommen, sollte jedes selbständige physikalische Princip sein besonderes Capitel in der physikalischen Geographie erhalten. In Folge der gegenwärtigen Unvollkommenheit, sowohl der Physik, als der Erdkunde, wäre jedoch eine vollständige Durchführung dieses Grundsatzes, weder zweckmässig, noch überhaupt möglich. Mehrere weit vorgeschrittene physikalische Theorie'n haben in der Erdkunde bis jezt nur eine sehr unsichere und beschränkte Anwendung gefunden, und umgekehrt lassen Thatsachen, die in der Naturgeschichte der Erde von grösster Wichtigkeit sind (Vulkanismus, Entstehung der Gebirge), nur durch sehr schwache Faden sich an physikalische Principien anknüpfen; es ist endlich nur zu wahrscheinlich, dass in der Erdbildung Kräfte mitgewirkt haben und noch fortwirken, von denen unsere Physik kaum noch eine Ahnung, oder doch keinen Anfang noch einer für diesen Fall ausreichenden Theorie hat. — Von den verschiedenen Principien der Naturlehre lassen sich daher einstweilen nur folgende fünf als Grundlagen unserer Wissenschaft benutzen: die Gravitation, die Wärme, das Licht, die elektrisch-magnetische Thätigkeit und die organische Kraft; jedes dieser Principien wird bis in seine letzten secundären Einflüsse auf das Erdganze zu verfolgen sein, und wenn sich in der Erdbildung Thatsachen finden, die auf keines derselben mit Sicherheit zurückgeführt werden können, so wird man sie demjenigen beiordnen, aus welchem einst mit einiger Wahrscheinlichkeit die Erklärung derselben hervorgehen wird.

Die Beziehung jener Hauptagentien zur Erdgeschichte verlangt indess eine von der in physikalischen Vorträgen abweichende Aufeinanderfolge derselben. Die Producte der organischen Kraft stehn in zu enger Verbindung mit der Sonnenwärme, als dass beide durch die Behandlung der Licht- und der elektrisch-magnetischen Verhältnisse auseinander gehalten werden könnten, und die letzteren wieder stehen der Wärmelehre ebenfalls näher als die Licht-

verhältnisse, so dass es zweckmässig sein wird, Gravitation, Wärme, organische Kraft, elektrisch-magnetische Thätigkeit und Lichtverhältnisse auf einander folgen zu lassen. Ohnehin besteht zwischen den drei ersteren und den beiden letzten Thätigkeiten der tief eingreifende Unterschied, dass jene die wahrhaft bildenden und umwandelnden, die Existenz des Erdkörpers, seine Gestalt und Substanz bedingenden sind, diese dagegen, vielleicht nur wegen unserer mangelhaften Kenntniss derselben, als hinzutretende und spurlos wieder verschwindende, weder in morphologischer, noch in stöchiologischer Beziehung die Erde verändernde erscheinen.

Die physikalische Geographie greift vielseitig in alle anderen Naturwissenschaften ein und die bisherige Ausführung derselben lehrt, dass es nicht immer leicht sei, sie gegenseitig bestimmt abzugrenzen. Ein grosser Theil dieser Schwierigkeit fällt freilich den verwandten Wissenschaften selbst zur Last, da sie häufig, um die Entwicklung abstracter Idee'n zu beleben, das Gebiet der physikalischen Geographie betreten und mehrere Theile derselben, nach verjährtem Besitz, als ihr Eigenthum betrachten. Einige behandeln auch wirklich dieselben Gegenstände, aber in anderer Beziehung. So wird in der Theorie der Schwere die Gestalt der Erde und die Veränderung der Schwere an ihrer Oberfläche immerhin auch gelehrt werden müssen, obgleich unsere Wissenschaft diese Dinge als wesentlich ihr angehörende anspricht; dort geschieht es zur Entwicklung des Gesetzes der Schwere, hier zur Auseinandersetzung einer Eigenschaft des Erdkörpers, dort ist das Naturgesetz, hier die Erde das dominirende Object der Wissenschaft. Nach gleichem Grundsatze wird sich z. B. die botanische Geographie, als ein Abschnitt unseres dritten Capitels von einer geographischen Botanik unterscheiden: es wird jene die Vegetationsdecke der Erdfläche als ein Ganzes, die verschiedenen Floren als Theile desselben betrachten, diese die Verbreitungssphären der einzelnen Species zu bestimmen suchen; in jener wird das geographische, in dieser das botanische Interesse die ganze Behandlung beherrschen. — Wesentlich verschieden gestaltet sich das Verhältniss zu denjenigen Wissenschaften, die, genau besehen, ihr Princip mit der physikalischen Erdkunde gemein haben, wie Geologie und Meteorologie. In diesen Fällen wird offenbar die beschränktere Wissenschaft sich der allgemeineren unterordnen, oder die unklar aufgefasste in der bestimmter begrenzten aufgehen müssen. — Die bisher übliche Behandlung der physikalischen Geographie zog es vor, den Stoff dieser Wissenschaft stöchiologisch, statt dynamisch einzutheilen, sie enthielt Beschreibungen der Atmosphäre und atmosphärischen Erscheinungen oder Meteore, der Meere, See'n, Flüsse, Quellen, des festen Landes und

der organischen Producte. Diese Anordnung gewährt den Vortheil, dass man über jeden Gegenstand Alles, was über denselben bekannt ist, vereinigt findet, während die dynamische Behandlung oft in verschiedenen Capiteln auf denselben Stoff zurückkehren muss, je nachdem sie ihn von Seiten der Schwere, der Temperatur, oder anderer seiner Eigenschaften beleuchtet. Sofern jedoch die physikalische Geographie wirklich eine Physik der Erde und nicht ein Aggregat lose verbundener Monographie'n sein soll, so ist auch die Behandlung der Wissenschaft nicht mehr der Willkühr überlassen, sondern durch ihr Princip selbst vorgeschrieben. Die besten neueren Werke über einzelne Theile der physikalischen Geographie haben übrigens die Einführung dieses Princips seit längerer Zeit angebahnt: die Einwirkung der Gravitation auf die Erde war seit Newton ein Hauptgegenstand der Mechanik des Himmels; eigene Werke behandeln den Einfluss der inneren Erdwärme; die Meteorologie nimmt immer mehr die Form an einer physikalischen Lehre von dem Einfluss der Sonnenwärme auf das Erdganze; die optischen und magnetischen Erscheinungen sind sogar in Werken, die sonst der älteren stöchiologischen Methode folgen, abgesondert und auf dynamischer Grundlage behandelt worden; ein Versuch, diese, durch den Fortschritt der Wissenschaft gebotene Behandlung auf das Ganze derselben auszudehnen, kann daher wenigstens nicht als eine unvorbereitete Neuerung erscheinen.

Neuere Literatur der physikalischen Geographie: Parrot, *Physik der Erde*, 1815 (der theor. Ph. III Th.). Desmarest, *Diction. de géogr. phys.* (in der *Enc. Meth.*), 5 V.; v. Hochstetter, *allgem. physik. Erdbeschr.*, 1820, 3 V.; Sommer, *Gemälde der phys. Welt*, 1818—1825, 6 V.; Muncke, Art. *Erde* u. a. im *neuen Gehler;* Derselbe, *Handb. der math. und phys. Geogr. nebst Atmosphärologie*, 1830; E. Schmidt, *Lehrb. der mathem. und phys. Geogr.*, 1830, 2 V.; Raumer, *Lehrb. der allgem. Geogr.*, 1835; v. Roon, *Grundzüge der Erd-, Völker- und Staatenkunde*, 1832; Merleker, *Lehrb. der historisch-comparativen Geogr.*, 1839; Berghaus, *allgemeine Länder- und Völkerkunde*, 1837, 6 V.; Desselben *physikalischer Atlas*, 1838; F. Hoffmann, *physikal. Geogr.*, 1837; Bronn, *Geschichte der Natur*, 1842.— V. Hoff, *Geschichte der nat. Veränderungen der Erdoberfläche*, 1822, 5 V.— V. Leonhard, *Lehrb. der Geognosie und Geologie*, 1835; Derselbe, *populäre Geologie, oder Naturgeschichte der Erde*, 1836, 5 V.; d'Aubuisson des Voisins, *traité de Géognosie*, 2 *ed. par* Burat, 1828, 3 V.; Omalius d'Halloy, *élémens de Géologie*, 1839; Lecoq, *élémens de Géologie et d'Hydrographie*, 1838, 2 V.; Lyell, *principles of geology*, 6 ed. 1840, 3 V.; Derselbe, *elem. of geology*, 2 ed. 1841; De la Bèche, *geological manual*, 1838. — Nächst den vielen Zeitschriften von gemischtem Inhalt ist ausschliesslich der physikalischen Geographie und Geologie gewidmet: Rivière, *Annales des sciences géologiques*, seit 1842.

ERSTES CAPITEL.

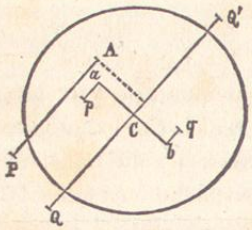
Die Erde im Verhältniss zur Schwere.

Physikalische Vorbegriffe.

4. Bewegung durch momentan wirkende Kräfte.

Wenn allen materiellen Punkten eines Körpers gleiche und constante Geschwindigkeit nach gleicher Richtung zukommt, so hat der Körper eine fortschreitende oder progressive Bewegung. Jeder Punkt für sich beschreibt eine gerade Linie, diese Linien sind parallel und die gegenseitige Lage der Punkte bleibt unverändert. — Eine solche Bewegung setzt gleiche und parallele Stoss- oder Ziehkräfte voraus, welche gleichzeitig im Anfange der Bewegung momentan auf alle Punkte eingewirkt haben; oder wenn die Punkte unabänderlich unter sich verbunden sind, der Körper also ein starrer ist, eine einzelne Kraft, gleich der Summe jener Kräfte, und durch den Schwerpunkt des Körpers gehend; oder endlich, Kräfte von verschiedener Grösse und Richtung, die sich auf eine einzelne durch den Schwerpunkt gehende Mittelkraft reduciren lassen.

Dass die aus mehreren Kräften hervorgehende Mittelkraft durch den Schwerpunkt des Körpers gehe ist aber ein Ausnahmefall unter unendlich vielen anderen eben so möglichen, in welchen dieses nicht statt findet. In diesen Fällen wird man im Schwerpunkte C



zwei unter sich gleiche aber entgegengesetzte Kräfte Q, Q' ansetzen können, jede gleich und parallel der durch einen anderen Punkt A gehenden Mittelkraft P, ohne dass hiedurch in der Bewegung etwas verändert wird, da die neuen Kräfte sich unter sich aufheben. Die Kraft Q, im Schwerpunkt angesetzt, für sich allein genommen, erzeugt aber eine progressive Bewegung des ganzen Körpers. Die Kräfte P und Q' bilden ein Kräftepaar, und dieses lässt sich zerlegen in so viele Kräftepaare, p. ab. q als Paare materieller Punkte, a, b sind, deren Abstand durch C halbirt wird. Durch diese Kräftepaare entsteht eine drehende oder Rotationsbewegung um eine Axe, die auf der Ebene dieser Kräftepaare senkrecht steht und durch den Schwerpunkt C geht. Beide, durch die ursprüngliche Kraft P erzeugten Bewegungen sind von einander unabhängig und dauern mit gleichförmiger Geschwindigkeit fort, bis neu hinzutretende Kräfte eine Abänderung bewirken.

5. Rotationsbewegung.

Durch die drehende Bewegung werden aber neue Kräfte im Körper erzeugt. In Folge des Beharrungsvermögens strebt jeder rotirende Punkt in gerader Linie, d. h. in der Tangente des Rotationskreises fortzugehn und also von der Axe sich zu entfernen; sofern nun Rotation des Körpers und nicht eine fortschreitende Bewegung seiner einzelnen Punkte erfolgen soll, muss dieses Bestreben durch eine besondere, schon vor der Rotation vorhandene Kraft, welche die Punkte in der ursprünglichen Entfernung von der Axe zurückhält, aufgehoben werden. Bei starren Körpern ist diese Kraft in der Cohäsion gegeben. — In der Mechanik wird Alles, was Bewegung erzeugt oder erzeugen könnte, als Kraft dargestellt, daher heisst jenes Bestreben der Punkte, sich von der Axe zu entfernen, die Centrifugalkraft oder Schwungkraft derselben. Es lässt sich beweisen, dass die Schwungkraft gleich ist dem Quadrat der Geschwindigkeit des Punktes, dividirt durch den Halbmesser des Rotationskreises, oder, für die Theile eines Körpers, die ihre Rotation in derselben Zeit vollenden müssen, aber in verschiedenen

Abständen von der Axe stehen, proportional diesem Abstande, oder dem Rotationshalbmesser.

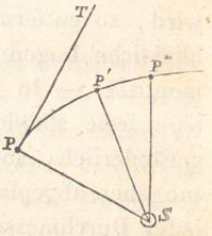
Die Rückwirkung der Schwungkräfte auf den Körper und seine Cohäsionskräfte hat zur Folge, dass im Allgemeinen die erste Lage der Rotationsaxe im Körper nur eine augenblickliche ist, so dass nach und nach die Axe mit anderen Durchmessern, die Pole oder Enden der Axe mit anderen Punkten der Oberfläche zusammenfallen. In jedem Körper lassen sich indess wenigstens drei auf einander senkrechte Durchmesser ziehen, in welchen jene Rückwirkung sich aufhebt, weil die Axe stets eben so stark nach der einen, als nach der entgegengesetzten Seite hingezogen wird. Diese Durchmesser heissen freie Axen. Wenn also im Anfange der Drehung die Rotationsaxe mit einer freien Axe zusammenfällt, so bleibt die Lage dieser Axe unverändert. — Zwei dieser freien Axen sind stabile, d. h. wenn durch irgend eine Ursache die Drehungsaxe in eine etwas davon abweichende Lage gebracht wird, so kehrt sie, nach einigen Schwankungen wieder in die Lage der freien Axe zurück; die dritte freie Axe ist eine labile, und wenn die Drehungsaxe auch nur im Geringsten aus dieser Lage gebracht wird, so entfernt sie sich immer weiter davon und nimmt augenblickliche Lagen an, bis sie mit einer anderen freien Axe zusammentrifft. — In einer homogenen Kugel kann jeder Durchmesser eine freie stabile Axe sein und jede Drehungsaxe ist daher unveränderlich, sofern nicht neue Kräfte einwirken. In einem homogenen abgeplatteten Sphäroid sind der kürzeste Durchmesser und jeder Durchmesser des Aequators freie und stabile Axen.

Ist der rotirende Körper nicht starr, so wird durch die Drehung auch seine Gestalt eine Umänderung erleiden, weil zu den Kräften, durch die sie früher bestimmt worden war, noch die auf seine verschiedenen Punkte sehr ungleich einwirkenden Schwungkräfte hinzukommen. Der Einfluss dieser Schwungkräfte wird am stärksten sein im Rotationsäquator, von da aus gegen die Axe zu abnehmen und in der Axe selbst null sein. Jede Veränderung in der Lage der Drehungsaxe wird auch eine Veränderung in der Gestalt des Körpers herbeiführen und umgekehrt, sofern die neue Gestalt so beschaffen ist, dass die frühere Drehungsaxe keine freie Axe derselben ist.

Eine Veränderung der Gestalt oder des Volumens wird aber nicht nur auf die Lage der Axe, sondern auch auf die Drehungsgeschwindigkeit Einfluss haben. Jeder Punkt wird, in Folge des Beharrungsvermögens, seine frühere Geschwindigkeit zu erhalten streben; kömmt er, durch die Veränderung der Gestalt, näher zur Axe, so wirkt er auf die Rotation beschleunigend ein, im umgekehrten Fall verzögernd, und, nach gegenseitiger Ausgleichung wird eine neue Rotationsgeschwindigkeit hervorgehen. Kommen alle Punkte der Axe näher, erleidet das Volumen des Körpers einen Rückzug, so wird die Rotation beschleunigt, dehnt der Körper sich aus, so wird sie verzögert werden.

6. Bewegung durch Centralkräfte.

Wird ein Körper P, der sich geradlinigt und gleichförmig nach PT bewegt, von einem anderen Körper S, der nicht in der Richtung jener Bewegung liegt, angezogen, gleich viel nach welchem Gesetz es sei, so verlässt P die ursprüngliche Richtung PT, um sich S zu nähern, und wenn die Anziehung fortdauernd einwirkt, so beschreibt er um S irgend eine Curve, an welcher PT Tangente im Punkte P ist. Ob diese Curve fortwährend sich S nähere, oder sich davon entferne, ob sie eine offene, oder geschlossene Curve sei, hängt ab von der Richtung und Geschwindigkeit der ursprünglichen Bewegung, von dem Abstande PS und von dem Gesetz, nach welchem die Anziehung auf den Körper einwirkt.



Die anziehende Kraft in S heisst Centralkraft, die Bewegung von P Centralbewegung.

Bei jeder Centralbewegung verhält sich der Inhalt der vom Radiusvector der Curve beschriebenen Sectoren wie die Zeiten, in welchen der Körper die Bogen der Sectoren durchläuft, d. h. der Inhalt von PSP′ verhält sich zum Inhalt von P′SP″ wie die Zeit, in welcher der Körper P den Bogen PP′ durchläuft, zu der Zeit, in der er durch P′P″ geht. — Die Geschwindigkeit von P wird also um so grösser, je mehr er sich S nähert.

Die Centralbewegung erzeugt, wie die Rotationsbewegung, in jedem Punkte der Curve eine Centrifugalkraft, die gleich ist dem Quadrat der Geschwindigkeit dividirt durch den Krümmungshalbmesser. Diese Centrifugalkraft wird aufgehoben durch die Centralkraft, d. h. in jedem Punkte der Curve ist die Centrifugalkraft gleich und entgegengesetzt der Centralkraft.

7. Das Gesetz der allgemeinen Schwere.

Alle Materie (Metalle, Erden, Flüssigkeiten, Gasarten) zieht andere Materie stetig an und wird von ihr angezogen. Sind die sich anziehenden Körper frei und in Ruhe, so bewegen sich beide gegen einander bis zur Vereinigung; sind sie gehindert sich zu bewegen, so üben sie einen Druck aus auf das Hinderniss, der mit der Stärke der Anziehung im Verhältniss steht.

Die Anziehung, die ein Körper S auf einen anderen Körper P ausübt, wird gemessen durch die Geschwindigkeit, die P während der ersten Secunde gewinnt, d. h. durch den Raum, den er in jeder Secunde durchlaufen würde, wenn er nach der ersten, in welcher seine Geschwindigkeit von Null an zugenommen hat, sich gleichförmig fortbewegte.

Bei gleicher Entfernung verhält sich die Anziehung direct wie die Masse des anziehenden Körpers S. Es würde z. B., bei gleich grossem Abstande und die Planeten als ruhend vorausgesetzt, die Erde am Ende der ersten Secunde ungefähr 7 mal so schnell der Venus zueilen, als dem Mars, indem die Masse der Venus etwa 7 mal so gross, als die des letzteren Planeten ist; die Venus würde nämlich auf die Erde einwirken, wie wenn 7 Planeten Mars an ihrer Stelle wären.

Die Anziehung, die S ausübt, ist unabhängig von der Masse des angezogenen Körpers P; es wird daher, bei gleicher Entfernung, ein schwerer und ein leichter Körper P gleich schnell sich gegen S bewegen. Denkt man sich die Erde unbeweglich und Venus und Mars in gleichem Abstande von ihr, so werden beide mit gleicher Geschwindigkeit der Erde zueilen; denn statt der Venus kann man sich 7 Planeten Mars denken, von denen jeder sich gegen die Erde zu bewegen wird, wie der einzelne Mars.

Da die Massen S und P sich einander mit Geschwindigkeiten nähern, die sich umgekehrt verhalten wie ihre Massen, so werden sie in einem Punkt zusammentreffen, der ihre anfängliche Entfernung im umgekehrten Verhältniss zu ihren Massen theilt, d. h. in ihrem gemeinschaftlichen Schwerpunkte.

Bei ungleicher Entfernung verhält sich die Anziehung umgekehrt wie das Quadrat der Entfernung. Steht z. B. Jupiter in der Erdnähe, wo seine Entfernung stets noch die 4fache derjenigen der Sonne von der Erde ist, und wäre seine Masse gleich der Sonnenmasse, so würde die Anziehung, die er auf die Erde ausübte, nur $\frac{1}{16}$ der von der Sonne ausgehenden sein; da aber überdiess seine Masse nur $\frac{1}{1000}$ der Sonnenmasse ist, so ist auch seine Anziehung in der Erdnähe nur $\frac{1}{16000}$ der Anziehung der Sonne.

Das Gesetz, dass alle Materie sich anzieht, direct wie die Masse des anziehenden Körpers und umgekehrt wie das Quadrat der Entfernung, heisst das Gesetz der allgemeinen Schwere oder der Gravitation.

8. Anziehung kugelförmiger Körper.

Die Anziehung, die ein Körper S auf einen materiellen Punkt ausübt, geht hervor aus der Anziehung aller seiner materiellen Theile; sie hängt also ab von der Menge dieser Theile, oder der Masse von S, und von ihrer Lage gegen den angezogenen Punkt, d. h. von der Gestalt, Dichtigkeit, und Entfernung von S.

Eine homogene Kugel, oder eine Kugel, die aus concentrischen homogenen Schalen verschiedener Dichtigkeit zusammengesetzt ist, zieht einen ausserhalb befindlichen materiellen Punkt so an, als ob ihre ganze Masse im Mittelpunkte der Kugel vereinigt wäre, und dasselbe Gesetz ist anwendbar auf sphäroidische Körper, die nicht beträchtlich von der Kugelform abweichen. Die gegenseitigen Anziehungen der Himmelskörper werden hiedurch zurückgeführt auf die Anziehungen zwischen ihren Mittelpunkten.

Die Anziehung eines homogenen, oder aus concentrischen homogenen Schalen bestehenden abgeplatteten Sphäroids auf einen äusseren materiellen Punkt ist grösser, als wenn die ganze Masse im Mittelpunkt vereinigt wäre, wenn der Punkt in der Ebene des

Aequators liegt, kleiner, wenn er in der Verlängerung der Axe liegt.

Die Anziehung einer homogenen kugelförmigen Schale von gleicher Dicke auf einen innerhalb derselben liegenden materiellen Punkt ist nach jeder Richtung gleich stark, d. h. der Punkt steht gegen die Schale im Gleichgewicht. Ist also die Erdkugel aus homogenen kugelförmigen Schalen zusammengesetzt, so wird ein Punkt in ihrem Innern nur von derjenigen Kugelmasse angezogen, in deren Oberfläche er sich befindet. Die Geschwindigkeit eines von der Oberfläche gegen den Mittelpunkt fallenden Körpers wird, je tiefer er fällt, in gleichen Zeiten um stets kleinere Grössen zunehmen, die Bewegung also eine abnehmend beschleunigte sein.

9. Centralbewegung durch die Gravitation.

Wird ein in gleichförmig fortschreitender Bewegung begriffener Körper P von einem Körper S nach dem Gesetz der Gravitation angezogen (Fig. p. 14), und befindet sich der Mittelpunkt der Anziehung ausserhalb der Richtung jener Bewegung, so beschreibt P einen Kegelschnitt und der Mittelpunkt der Anziehung ist ein Brennpunkt desselben.

Ob die von P beschriebene Bahn eine Ellipse, eine Parabel oder Hyperbel sei, hängt ab von der ursprünglichen Geschwindigkeit und Entfernung von P, nicht aber von der Richtung der ursprünglichen Bewegung. Bei geringer ursprünglicher Geschwindigkeit von P wird die Bahn eine Ellipse, und in einem einzelnen Fall, wenn zugleich die Richtung der Bewegung auf der anfänglichen Entfernung senkrecht ist, ein Kreis; es kehrt P, nach Beschreibung der geschlossenen Curve um den Körper S, an den Ausgangspunkt zurück, hat hier genau wieder dieselbe Richtung und Geschwindigkeit, wie im Anfange der Centralbewegung und durchläuft also dieselbe Bahn von neuem. Gibt man der früheren Geschwindigkeit grössere Werthe, so wird die Ellipse mehr und mehr excentrisch und geht für einen einzelnen Werth der Geschwindigkeit in eine Parabel über. Für alle noch grösseren Werthe wird die Bahn eine Hyperbel.

Da zwei sich anziehende Körper S und P in ihrem gemeinschaftlichen Schwerpunkt sich vereinigen würden, und, während

ihrer Bewegung, dieser Schwerpunkt ruht, oder doch, wenn er mit beiden Körpern fortschreitet, gegen diese dieselbe Stellung behauptet, als wenn er ruhte, so muss dieser Punkt als der Sitz der Centralkraft betrachtet werden.

Befinden daher die beiden Körper, bevor die Anziehung auf sie einwirkt, sich schon in Bewegung, nach Richtungen, die nicht mit der Linie, die sie verbindet, zusammenfallen, so beschreiben sie Bahnen um ihren gemeinschaftlichen Schwerpunkt. Es lässt sich aber beweisen, dass diese Bahnen unter sich ähnlich sind, und zugleich ähnlich der Curve, die der eine Körper um den anderen beschreiben würde, wenn dieser ruhend wäre, und da diese letzte Bahn nach dem Gravitationsgesetz ein Kegelschnitt sein muss, so beschreiben beide Körper auch um ihren gemeinschaftlichen Schwerpunkt ähnliche Kegelschnitte.

Beschreiben mehrere Massen P, P′ elliptische Bahnen um dieselbe Centralmasse S, so verhalten sich, in Folge des Gravitationsgesetzes, fast genau die Quadrate ihrer Umlaufszeiten, wie die Würfel ihrer mittleren Entfernungen von S, oder wenn jene durch T, T′, diese durch R, R′ bezeichnet werden, so ist ganz genau

$$(S+P)T^2 : (S+P')T'^2 = R^3 : R'^3.$$

Besitzen die Körper, nebst der progressiven, auch eine Rotationsbewegung, so besteht diese für sich und ist von jener unabhängig. Geschieht also die Rotation um eine freie Axe, so bleibt diese während der fortschreitenden Bewegung des Körpers in seiner krummlinigten Bahn sich stets parallel. Aus der Unabhängigkeit beider Bewegungen folgt auch, dass die Rotationsaxe gegen die Ebene der Centralbewegung jede mögliche Lage haben kann.

10. Störungen durch die Anziehung dritter Körper.

Wenn nur die zwei Körper S und P auf einander einwirkten, so wären die Gesetze ihrer Bewegung sehr einfach; die von ihnen beschriebenen Kegelschnitte, Ellipsen oder Kreise, blieben stets dieselben. Durch die gegenseitigen Anziehungen der vielen Körper unseres Planetensystems wird aber die Aufgabe, die Bewegung eines derselben zu bestimmen, weit schwieriger, und eine directe Auflösung derselben geht über die Kräfte unserer analytischen Mechanik. — Das grosse Uebergewicht, das die Sonnenmasse ausübt,

gestattet indess eine sehr grosse Vereinfachung und indirecte Auflösungen, die jede wünschbare Annäherung möglich machen.

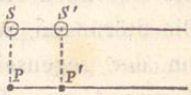
Die Anziehung der Sonne bestimmt vorzugsweise die Figur der Bahn; die Anziehungen der anderen Körper vermögen nur sehr geringe Abweichungen oder Störungen in dieser Hauptbewegung hervorzubringen, deren Rückwirkung auf die Bewegungen jener Körper vernachlässigt werden darf. Die Gesammtstörung kann daher der Summe aller einzelnen gleichgesetzt werden, und die Aufgabe wird hiedurch zurückgeführt auf das Problem der drei Körper, des Centralkörpers S, des gestörten Körpers P und des störenden M.

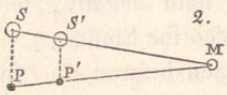
Die Störungen zerfallen in zwei Classen. Die einen hangen ab von der gegenseitigen Stellung der drei Körper, oder ihrer Configuration. So wie die Configuration sich ändert, wachsen sie oder nehmen ab, sind bald positiv, bald negativ, und wenn dieselbe Configuration wiederkehrt, hat sich ihr Einfluss ganz oder beinah ganz ausgeglichen. Diese Störungen heissen periodische; die Ausgleichung findet schon nach mehreren Monaten, Jahren, nur in seltenen Fällen erst nach mehreren Jahrhunderten statt. Die andere Classe der Störungen findet zwar auch einst eine vollkommene Ausgleichung ihres Einflusses, aber die hiezu erforderlichen Perioden umfassen viele Jahrtausende. Diese Störungen heissen seculare. Sie entstehen aus der Anhäufung der kleinen Unterschiede, die nach Beendigung der Cyklen der periodischen Störungen nicht ausgeglichen wurden. Während die periodischen Störungen nur eine oscillatorische Bewegung des gestörten Körpers, bald nach der einen, bald nach der anderen Seite der Bahn bewirken, diese selbst aber durch sie nicht verändert wird, erstreckt sich der Einfluss der secularen Störungen auch auf die Elemente der Bahn, d. h. auf die Lage ihrer Ebene, die Grösse und Lage ihrer grossen Axe in dieser Ebene, und die Excentricität der Ellipse.

Um die Einwirkung der störenden Kräfte klarer übersehen zu können, zerlegt man sie in drei Seitenkräfte, eine normale, senkrecht auf die Ebene der von P um S beschriebenen Bahn, eine tangentiale, welche in die Richtung der Tangente an dieser Bahn fällt, und eine radiale, in die Richtung des Radius-

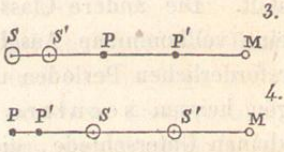
vector fallende. Ist die von P durchlaufene Bahn ein Kreis, so stehen die drei Seitenkräfte auf einander senkrecht.

Die störende Kraft, die M ausübt, ist nicht gleich der vollen Anziehung von M auf P oder auf S, sondern wird durch die Differenz dieser Anziehungen bestimmt; sie ist die Ursache einer Veränderung in der relativen Lage zwischen P und S. Es kann diese Veränderung und die störende Kraft selbst also null sein, wenn nämlich, wie in Fig. 1, P′S′ gleich und parallel PS bleibt, weil beide Körper gleich stark von M angezogen werden, und dieses so weit entfernt ist, dass SS′ und PP′, die in M zusammenlaufen, als parallel betrachtet werden dürfen; es kann ferner der radiale Theil der störenden Kraft ziehend sein, wenn die Entfernung PS vermindert wird, wie in Fig. 2,





wo durch die Anziehung, die M. ausübt, die Körper P, S in die Stellungen P′, S′ gebracht werden; der Körper P also gleichsam zum Centralkörper S hingezogen wird, es kann endlich die relative Entfernung PS vergrössert werden, wie in Fig. 3 oder 4, wo M auf das nähere P oder S stärker einwirkt, als auf S oder P, die Linie P′S′ daher grösser wird als PS, und die radiale störende Kraft als eine stossende erscheint. Es ist



klar, dass, so wie die Configuration sich ändert, die störende Kraft abwechselnd gleich null, oder ziehend oder stossend werden kann.

Eben so kann, je nach der Configuration, durch die tangentiale störende Kraft die Geschwindigkeit der Bewegung von P bald beschleunigt, bald verzögert, bald gar nicht verändert werden, je nachdem sie im Sinn der Bewegung des gestörten Körpers, oder in entgegengesetztem Sinn, oder auf P und S gleich einwirkt.

Die normale störende Kraft zwingt den Körper P aus der Ebene seiner bisherigen Bahn herauszutreten. Gesetzt der störende Körper M bewege sich in der Ebene AHF (Fig. p. 27) und P werde aus seiner bisherigen Bahn hef, während er von e nach f, d. h. zum Knoten oder Durchschnitt mit der Ebene AHF geht, zu dieser

hingezogen, so dass er in die Bahn h'ef einlenke, so wird der Knoten in der Ebene des störenden Körpers zurückgehen und zugleich die Neigung beider Bahnen zunehmen. Wirkt auch nach dem Knotendurchgang, während P von f' nach h' geht, die störende Kraft so, dass P zur Ebene AHF hingezogen wird, so geht der Knoten noch weiter zurück, die Neigung aber nimmt ab. In anderen Configurationen würden die Wirkungen ebenfalls leicht zu bestimmen sein.

11. Störung durch Widerstand leistende Mittel.

Wenn eine Centralbewegung in einem widerstehenden Mittel statt findet, so verliert der sich bewegende Körper fortwährend von seiner ursprünglichen Geschwindigkeit durch den Stoss an die Theile des Mittels, und da andererseits die Intensität der Centralkraft keine Verminderung erleidet, so wird die Richtung der Bewegung immer mehr dem Centralkörper sich zuwenden. Eine genauere Berechnung lehrt, dass bei elliptischen Bahnen von geringer Excentricität diese durch den Widerstand des Mittels immer mehr vermindert, die Bahn also stets kreisähnlicher, zugleich aber auch die grosse Axe immer kleiner wird, so dass der Körper in einer kreisförmigen Spirale sich dem Centralkörper nähern und zuletzt mit ihm zusammenfallen muss.

Auf die Rotationsbewegung wird ein widerstehendes Mittel fortdauernd verzögernd einwirken und zuletzt eine Hemmung der Rotation verursachen.

ERSTER ABSCHNITT.

Siderischer Einfluss der Schwere auf die Erde.

12. Ursprung des Planetensystems.

Alle Planeten bewegen sich, wie die Erde, von West nach Ost um die Sonne; ihre Bahnen sind beinahe kreisförmig und die

Ebenen dieser Bahnen schneiden sich unter kleinen Winkeln; in gleichem Sinne bewegen sich die Monde um ihre Hauptplaneten; in demselben Sinne geschieht die Rotation der Planeten um ihre Axen; ebenfalls von West nach Ost endlich dreht auch die Sonne sich um ihre Axe und ihr Rotationsäquator fällt in die schmale Zone, die auch die Bahnen der Planeten einschliesst.

Diese Uebereinstimmung muss einen inneren Grund haben, sie deutet auf einen gemeinsamen Ursprung. — Man denke sich alle Substanzen unseres Systems verflüchtigt zu einer über die Uranusbahn hinausreichenden, sphäroidischen Dunstmasse, analog den Nebelflecken, die unsere Fernröhren in grosser Anzahl am Fixsternhimmel entdecken; es besitze dieses Sphäroid eine progressive Bewegung, wie wir sie jetzt noch an unserem System beobachten, und eine Rotationsbewegung von West nach Ost um die kleine Axe des Sphäroids, welche senkrecht stehe auf der mittleren Ebene der Planetenbahnen. In Folge der Gravitation wird die Dunstmasse sich gegen ihren Mittelpunkt hin zusammenziehen, und es kann sich hier eine dichtere Centralmasse bilden, die von der übrigen Dunstmasse, wie von einer Nebelhülle, umschlossen wird: eine Form, wie die sogenannten Nebelsterne sie zeigen. Diese Centralmasse wurde unsere Sonne, die Dunsthülle umgab sie als ihre Atmosphäre. Bei fortgesetztem Rückzug des Dunstsphäroides musste aber für gewisse Theile desselben eine Grenze eintreten, an welcher für diese Theile der Rückzug auf die Centralmasse aufhören musste. Durch die Contraction nämlich wurde die Geschwindigkeit der Rotation, hiedurch die Centrifugalkraft vergrössert (5), und da, wo die Schwungkraft der Gravitation das Gleichgewicht hielt, die Einwirkung der Gravitation daher aufgehoben war, nahm die Masse an dem Rückzug nicht weiter Theil, trennte sich von dem Nebelsphäroid und setzte die Rotation um den Centralkörper für sich fort. Diese Grenze fand sich am äusseren Umfang des Rotationsäquators, und die zurückbleibende Masse bildete hier einen für sich bestehenden Dunstring, während die übrige Dunstmasse, in welcher die Schwungkraft schwächer war, den Rückzug fortsetzte. Die Ringe des Saturn geben ein Bild der Beschaffenheit unseres Systemes auf dieser Stufe seiner Entwicklung; und so wie hier mehrere concentrische Ringe den Hauptplaneten umgeben,

so musste auch von der Sonnenatmosphäre sich so oft ein neuer, innerer Ring ablösen, als am Umfang des Aequators die Gleichheit zwischen der Schwungkraft und Schwere eintrat. Das längere Fortbestehen dieser Ringe war aber nicht zu erwarten. Dass dieselben eine gewisse Breite und Dicke erhielten, muss der Anziehung jedes zuerst sich ablösenden Ringes auf die zunächst angrenzende Dunstmasse zugeschrieben werden; diese hinzutretende Masse besass aber andere Rotationsgeschwindigkeiten und Schwungkräfte; mit der Gravitation wirkten wahrscheinlich noch andere Kräfte ein, wie sie bei Aggregationsveränderungen und chemischen Verbindungen thätig werden, und durch diesen Conflict von Kräften musste fast nothwendig der neu entstandene Ring in mehrere Theile zerrissen werden. Jedes Stück setzte die frühere Kreisbewegung um die Centralmasse für sich fort, erhielt aber zugleich eine Rotationsbewegung von West nach Ost, weil die äusseren Theile des Ringes eine grössere Geschwindigkeit hatten, als die inneren, und durch die Rotation wurden die immer noch gasförmigen oder flüssigen Massen zu Sphäroiden abgerundet. Die vier kleinen Planeten zwischen Mars und Jupiter können als das einzige noch vorhandene Beispiel einer solchen Bildung in unserem System angeführt werden. In allen anderen Fällen scheint das grösste Stück des zersplitterten Ringes die kleineren an sich gezogen und mit seiner Masse vereinigt zu haben, so dass ein einzelner Planet an die Stelle jedes Ringes trat. Derselbe Process musste sich aber auch in dieser planetarischen Nebelmasse fortsetzen, es mussten Ringe und Monde sich von der immer näher auf ihren inneren Kern zurückgehenden Masse absondern, bis zuletzt ein veränderter Aggregationszustand oder andere Verhältnisse dem Rückzug eine Grenze setzten.

Die ersten Grundzüge zu dieser Hypothese über den Ursprung des Planetensystems finden sich in den atomistischen Systemen der Griechen und in der alten Lehre von einer Urmaterie; einen bestimmteren Umriss erhielt sie durch Kant (*Naturgeschichte und Theorie des Himmels*, 1755); und später unterstützten sie die Entdeckungen von W. Herschel (*on the construction of the heavens*, 1785) und die von ihm daraus abgeleitete Theorie einer fortschreitenden Entwicklung der Nebelflecke zu Nebelsternen und Sternhaufen oder Milchstrassen; auch Franklin (*Trans. of the Amer. Soc.*, 1793) stellte ähnliche Ansichten auf; durch die Darstellung von La Place (*exposition du système du monde*, 1795) gewann die Hypothese beinahe die Form einer mathematischen Theorie.

13. Die Erde unter dem Einfluss der Anziehung der Sonne.

Welches auch der Ursprung der Erde sei, so ist jedenfalls die Annahme gestattet, dass in den ersten Zeiten ihrer Entstehung mehrere Kräfte von verschiedener Intensität und Richtung auf sie eingewirkt und ihr, wenn auch nur auf einen Augenblick, eine geradlinig fortschreitende und eine Rotationsbewegung ertheilt haben. Die Rechnung lehrt, dass die Richtung der resultirenden Kraft, welche der Erde beide Bewegungen zugleich gegeben hätte, in der Entfernung von 0,0061 Erdhalbmessern von ihrem Mittelpunkt die Kugel geschnitten haben müsste.

Stund aber die geradlinig fortschreitende Erde zur Sonne im Verhältniss gegenseitiger Gravitation, so mussten beide Körper um ihren gemeinschaftlichen Schwerpunkt, und auch jeder um den Mittelpunkt des anderen, ähnliche Kegelschnitte beschreiben (9); und, wegen des grossen Uebergewichts der Sonnenmasse, fiel der gemeinschaftliche Schwerpunkt beider Körper so nahe an den Mittelpunkt der Sonne, dass beide Punkte als zusammenfallend angenommen werden können.

Die von der Erde beschriebene Bahn ist eine dem Kreis sehr genäherte Ellipse, in deren einem Brennpunkte der Mittelpunkt der Sonne steht.

Die halbe grosse Axe dieser Ellipse, oder die mittlere Entfernung der Erde von der Sonne, beträgt 12038 Erddurchmesser, oder 20708000 geogr. Meilen. Die Excentricität ist gleich 0,01677506 der mittleren Entfernung.

Die Dauer der Umlaufszeit der Erde um die Sonne, oder das siderische Jahr ist gleich 365^t, 6^h, $9'$, $10'',75$ mittleren Tagen, oder gleich 366,256383 Umwälzungen der Erde um ihre Axe. Der Erdmittelpunkt durchläuft daher täglich im Mittel 355884 geogr. Meilen, oder in einer Secunde 4,1 geogr. Meilen, oder 94090 franz. Fuss.

Das Perihel erreicht die Erde fast genau Anfangs des Jahres, das Aphel den 3ten Juli. Die heliocentrische Länge des Perihels ist 100^0. $11'$. $27'',3$.

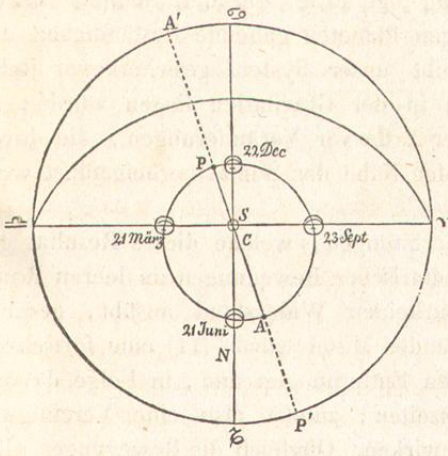
Die Ebene der Erdbahn schneidet den Sternhimmel in der Ekliptik, oder in dem grössten Kreise, den die Sonne in ihrer scheinbaren jährlichen Bewegung durchläuft.

Während die Erde ihre jährliche Bahn zurücklegt, bleibt ihre Rotationsaxe sich parallel, und die unendlich entfernten Vereinigungspunkte dieser Parallelen sind die beiden Himmelspole. Die Rotationsaxe ist der kürzeste Durchmesser des abgeplatteten Erdsphäroides und also (5) eine stabile freie Axe.

Die Neigung der Ebene des Aequators gegen die Ebene der Erdbahn, oder die Schiefe der Ekliptik beträgt $23^0.\ 27'.\ 35'',8$. Am Sternhimmel fallen die Durchschnitte der sich stets parallel bleibenden Aequatorebenen zusammen in einem einzelnen grössten Kreis, dem Himmelsäquator. Die Durchschnitte dieses Kreises mit der Ekliptik sind die Aequinoctialpunkte.

Die Dauer einer Rotation der Erde beträgt $23^h.\ 56'\ 4'',091$ mittlere Zeit. Jeder Punkt des Erdäquators durchläuft daher in einer Secunde 1432 franz. Fuss.

Die Rotationsbewegung ist vollkommen gleichförmig, nicht aber die jährliche. Da der Inhalt der vom Radiusvector beschriebenen Sectoren sich verhalten muss wie die Zeiten (6), so wird für eine gleiche Zeitdauer der im Perihel durchlaufene Bogen grösser sein als der im Aphel durchlaufene, oder die Geschwindigkeit im Perihel grösser, im Aphel kleiner sein, als die mittlere Geschwindigkeit. Die tägliche Winkelbewegung des Radiusvector beträgt daher im Perihel $61'\ 10'',1$, im Aphel nur $57'.\ 11'',7$, im Mittel $59'\ 8'',3$.



In der Figur stellt der äussere Kreis die Ekliptik, um die Sonne S als Mittelpunkt beschrieben, dar; die Aequinoctial- und Solstitialpunkte theilen sie in vier Quadranten; die Ellipse, die im Verhältniss zur Ekliptik unendlich klein gedacht werden muss, ist die Erdbahn; P das Perihel, A das Aphel; P', A' die Orte der Sonne in der Ekliptik, wenn die Erde im Perihel oder Aphel steht; CS die Excentricität; der Punkt auf den vier vergrössert dargestellten Erdkugeln bezeichnet den Nord-

pol der Erde, N auf der über der Ekliptik beschriebenen Halbkugel gedacht, den Nordpol des Himmels; der kleine Bogen auf den Erdkugeln den Erdäquator; der Halbkreis über dem horizontalen Durchmesser der Ekliptik, auf der erhabenen Halbkugel des Himmels gedacht, den Himmelsäquator.

14. Störender Einfluss der Planeten und des Mondes.

Die angeführten Werthe der Elemente der Erdbahn sind nur für das Jahr 1840 gültig und werden, durch die Einwirkungen der übrigen Massen unseres Systems, fortdauernd verändert. Den stärksten Einfluss äussern Jupiter, seiner bedeutenden Masse wegen, Mars, Venus und der Mond, wegen ihrer geringen Entfernung.

Alle diese Störungen sind, im Verhältniss zum Einfluss der Sonne, so klein, dass sie erst nach einer grossen Anzahl von Jahren die Lage und Gestalt der Erdbahn bedeutend verändern; es sind ferner diese Veränderungen, theils stetig und in gleichem Sinn durch eine ganze Peripherie fortschreitende, theils oscillatorische, zwischen bestimmte Grenzen eingeschlossene; alle jedoch sind secular oder periodisch, so dass die Elemente der Erdbahn nach längeren oder kürzeren Zeiträumen zu denselben Werthen zurückkehren.

Das wichtigste Element bleibt, auch unter dem Einfluss dieser Anziehungen aller anderen Körper unseres Systems, vollkommen constant, die Länge nämlich der grossen Axe der Erdbahn, oder die mittlere Entfernung der Erde von der Sonne. Durch diese, auch für die übrigen Planeten geltende Beständigkeit der mittleren Entfernungen bleibt unser System gesichert vor jeder Zerstörung, deren Ursache in der Gravitation liegen würde; so wie auch die Oberfläche der Erde vor Veränderungen, die durch eine grössere Entfernung oder Nähe der Sonne herbeigeführt werden könnten.

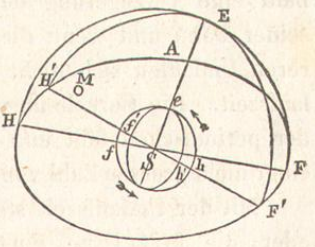
Es setzen indess die Rechnungen, welche dieses Resultat geben, voraus, dass die planetarischen Bewegungen im leeren Raum oder in einem Mittel, das keinen Widerstand ausübt, geschehen. Ein Widerstand leistendes Mittel würde (11) eine fortschreitende Abnahme der mittleren Entfernungen und, in Folge davon, eine Abnahme der Umlaufszeiten, zuletzt also eine Vereinigung der Erde mit der Sonne bewirken. Obgleich die Bewegungen aller

Planeten, so weit unsere Beobachtungen gehen, keine Spur eines solchen Einflusses bemerken lassen, so ist doch die Gegenwart eines, wenn auch äusserst dünnen Mittels, des Aethers, von anderer Seite her wahrscheinlich, und eine Verkürzung der Umlaufszeit, die man dieser Ursache glaubt zuschreiben zu sollen, zeigt sich auch wirklich an dem Enke'schen Cometen.

Die Erde wird ferner als eine bis in ihren Mittelpunkt starre Masse vorausgesetzt. Eine ganz flüssige Erde müsste, wie das Weltmeer in Ebbe und Fluth, je nach ihrer Stellung gegen Sonne und Mond ihre Gestalt, und daher auch ihre Rotationsaxe verändern. Dasselbe müsste, obgleich in schwächerem Grade, der Fall sein, wenn nur das Innere der Erde flüssig, die äussere, feste Schale aber biegsam wäre, so dass sie dem Druck von Innen nachgeben könnte. Dagegen fand Hopkins durch genaue Rechnung, dass die Resultate nicht merkbar verändert werden, man mag die Erde als bis in ihren Mittelpunkt starr, oder als eine im Inneren flüssige, von einer starren Schale umgebene Masse voraussetzen, sofern nur die Dicke dieser Schale wenigstens ein Fünftel des Erdhalbmessers beträgt.

15. Störung in der Lage der Ekliptikebene.

Eine Veränderung in der Lage der Ebene der Erdbahn gegen den Sternhimmel, oder gegen eine als fest angenommene Ebene kann nur erfolgen durch den normal wirkenden Theil der störenden Kräfte (10). Durch diesen wird nämlich die Erde aus der Ebene ihrer bisherigen Bahn herausgezogen und zum Verfolgen einer neuen Bahn gezwungen, deren Ebene das Himmelsgewölbe in einem anderen grössten Kreise schneidet.



Es sei FAH der Himmelsäquator, FEH die Ekliptik, in deren Ebene die Erdbahn feh liegt; durch die von M ausgehende Normalkraft werde die Erde von e an in die neue Bahn ef′ gezogen und diese entwerfe sich in der neuen Ekliptik F′EH′, so wird sowohl der Winkel EFA, d. i. die Schiefe der Ekliptik, als die Lage der Knoten F, H, d. i. der Aequinoctiallinie FH eine Störung erleiden.

Die Veränderung in der Ekliptikschiefe ist stets sehr gering, weil, in Folge der geringen Neigung zwischen den verschiedenen Planetenbahnen, die Normalkraft nur klein ist, und ihre Einwirkung auf die Neigung in der zunächst folgenden Configuration wieder aufgehoben wird. Die seculare Störung, die aus der Einwirkung aller Planeten hervorgeht, besteht in einer jährlichen Abnahme der Ekliptikschiefe von 0″,45, welche noch Jahrtausende durch fortdauern, dann stille stehen und hierauf wieder in eine Zunahme übergehen wird. Die äussersten Grenzen dieser Oscillation werden niemals mehr als 3^0 über und unter dem mittleren Werth der Ekliptikschiefe betragen.

Die Veränderung in der Aequinoctiallinie besteht in einem periodischen Vor- und Rückschreiten der Aequinoctien. Nach einem allgemeinen Gesetz bleibt aber nach den periodischen Schwankungen der Knoten jedes störenden und gestörten Körpers M und P ein secularer Rückschreiten dieser Knoten auf der Bahn von M. Die Knoten der Ekliptik gehen also auf den Bahnen aller Planeten rückwärts, oder von Ost nach West, woraus eine mittlere retrograde Bewegung derselben auf einer unveränderlichen Ebene hervorgeht. Bezieht man diese Bewegung auf den Aequator, so ergibt sich aus ihr ein secularer Vorschreiten der Aequinoctien von West nach Ost auf der Ekliptik, das jährlich 0″,16 beträgt.

Da die periodischen und secularen Störungen, sowohl der Ekliptikschiefe als der Aequinoctien die nämliche Ursache haben, so sind die Störungen beider Elemente in dieselben Cyklen eingeschlossen.

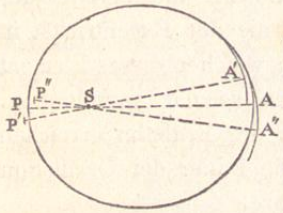
16. Störung in den Elementen der Erdbahn.

Die störende Tangentialkraft bewirkt bald eine Beschleunigung, bald eine Verzögerung der Bewegung des gestörten Planeten in seiner Bahn und wenn diese Abweichungen nach einem oder mehreren Umläufen sich nicht ausgleichen, eine Veränderung der Umlaufszeit. Die Berechnung lehrt, dass diese Störung in die Classe der periodischen fällt und keinen secularen Rest gibt, so dass nach einer nicht grossen Zahl von Umläufen die Ausgleichung vollständig ist.

Mit der Umlaufszeit steht aber die Länge der grossen Axe, oder die mittlere Entfernung von der Sonne in engster Verbindung (9), und in der Unveränderlichkeit jener liegt daher

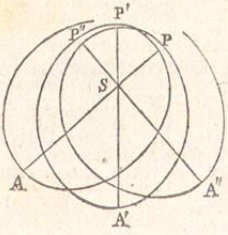
die Ursache, dass die Entfernung der Erde von der Sonne constant bleibt, sofern von dem Einfluss eines widerstehenden Mittels abstrahirt werden darf.

Die von der Tangentialkraft bewirkte Veränderung in der Geschwindigkeit hat auch Einfluss auf die Lage der grossen Axe oder der Apsidenlinie. Wird z. B. die Geschwindigkeit verkleinert, bevor die Erde das Aphel erreicht, so vermag die Anziehung der Sonne schon früher die Bahn umzubiegen, das Aphel wird von A nach A′, die Apsidenlinie aus PA in P′A′ zurückgehen. Wird umgekehrt die Geschwindigkeit vergrössert, so wirkt die Anziehung der Sonne um so schwächer ein, das Aphel rückt von A nach A″, die Apsidenlinie aus PA nach P″A″ vor.



Die störende Radialkraft verstärkt oder schwächt die centrale Kraft der Sonne. Im ersten Fall wird im Aphelium A′ die Erde früher zu dem Centralkörper S zurückkehren, d. h. das Aphelium wird eintreten, bevor der Radiusvector vom Perihel P aus volle 180° beschrieben hat, die Apsidenlinie PA wird zurückschreiten. Im zweiten Fall wird sie das Aphel A″ später erreichen, die Apsidenlinie wird vorschreiten. In der Nähe des Perihels wäre die Wirkung eine umgekehrte, und in den Punkten der Bahn, wo der Radiusvector auf PA senkrecht steht, fällt diese Störung ganz weg.

Nach Ausgleichung aller periodischen Veränderungen in der Richtung der Apsidenlinie bleibt eine seculare progressive Störung von jährlich 11″,25, in Folge welcher das Perihel nach und nach die ganze Ekliptik durchläuft, die Apsidenlinie aus PA in P′A′ und P″A″ übergeht, und die Erdbahn also eine Umwälzung um denjenigen ihrer Brennpunkte, in welchem die Sonne steht, vollendet.



Da die neuen Apsiden oder Endpunkte der grossen Axe bald innerhalb, bald ausserhalb der bisherigen Bahn fallen, die Länge der grossen Axe aber constant ist, so verbindet sich mit der Veränderung der Apsiden nothwendig auch eine Veränderung in der Excentricität der Bahn. Eine Annäherung des Aphels zur Sonne, wie in der Stellung A′P′ (Fig. 1) der Apsidenlinie, bringt auch den Mittelpunkt der Bahn der Sonne näher, die Excentricität wird vermindert, die Ellipse nähert sich dem Kreise. Eine grössere Entfernung dagegen des Aphels, wie in der Stellung A′P″, vergrössert die Excentricität und die Ellipse wird schmäler.

Die Excentricität der Erdbahn ist gegenwärtig in einer Abnahme begriffen, die in einem Jahrhundert 0,00004299 beträgt; die Erdbahn wird immer kreisähnlicher. So wie die Veränderungen der Ekliptikschiefe, sind jedoch auch die der Excentricität in sehr enge Grenzen eingeschlossen, zwischen welchen dieses Element oscillirt, während gleichzeitig die Apsiden secular vorschreiten. Der kleinste Werth, den die Excentricität der Erdbahn erreichen kann, ist 0,00393, der grösste 0,0196; die Dauer der Oscillation zwischen diesen Grenzen beträgt 48000 Jahre.

17. Störung in der Lage des Erdäquators.

Man denke sich eine unbestimmte Zahl kleiner Satelliten, die in geringer Höhe über der Erdfläche in der Ebene des Aequators kreisförmige Bahnen um den Erdmittelpunkt beschreiben. Da (15) die Knoten eines gestörten Körpers stets auf der Bahn des störenden Körpers zurückgehen, so werden auch, in Folge des störenden Einflusses der Sonne, die Knotenlinien jener Satellitenbahnen auf der Ekliptik, in Folge der Einwirkung des Mondes auf der Mondsbahn zurückweichen, und da die Neigung der Mondsbahn gegen die Ekliptik nur 5^0, $9'$ beträgt, so werden beide Wirkungen sich vereinigen zu einem allgemeinen Rückschreiten der Knoten von Ost nach West.

In allen Fällen der Gravitationswirkung, die nicht gestatten, die Erde als eine Kugel in Rechnung zu bringen, lässt ihre Masse sich zerlegen in eine Kugel, deren Durchmesser die Erdaxe ist, und in eine ringförmige Schale, die um den Aequator herum die grösste Dicke hat und gegen die Pole zu in die Kugelfläche

übergeht. Die Anziehung von Sonne und Mond auf den kugelförmigen Theil ist nach dem Mittelpunkt gerichtet (8) und verursacht die Bewegung desselben um die gemeinschaftlichen Schwerpunkte. Der ringförmige Theil kann als eine Vereinigung kleiner Satelliten betrachtet werden, deren Umwälzungszeit mit der Rotationszeit der Erde zusammentrifft. Die einzelnen Theile dieses Ringes würden, wenn sie frei wären, ein Rückschreiten ihrer Knoten auf der Mondsbahn und auf der Ekliptik erleiden; bei ihrer Vereinigung wird diese Bewegung sich dem ganzen Ring und, weil dieser mit dem kugelförmigen Theil der Erde verbunden ist, dem Erdkörper selbst mittheilen. Es wird daher der Erdäquator auf der Ekliptik und auf der Mondsbahn eine retrograde Bewegung seiner Knoten erleiden, die nur viel langsamer sein muss, als wenn die kleinen Satelliten wirklich frei wären, weil die Bewegung der einen Theile des Rings derjenigen der anderen hemmend entgegenwirkt, und weil die bewegende Kraft sich auf die ganze Erdmasse vertheilen muss. Der Einfluss der Sonne verhält sich in dieser Wirkung zu demjenigen des Mondes nahe wie 2 zu 5.

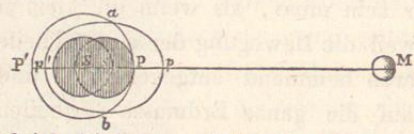
Am Sternhimmel äussert sich diese Bewegung in dem Rückschreiten der Aequinoctien auf der Ekliptik, oder der Lunisolar-Präcession, welche jährlich 50″,38 beträgt. Da nun, durch den Einfluss der Planeten, die Aequinoctien jährlich auch um 0″,16 vorschreiten (15), so ist die wirkliche oder allgemeine Präcession gleich 50″,22. Die Ekliptikschiefe erleidet keine Veränderung durch die Lunisolar-Präcession.

Ein Theil der Wirkung bezieht sich indess auf die Mondsbahn, die mit der Ekliptik nicht zusammenfällt, und deren Knoten in ungefähr 18½ Jahren selbst auch die Ekliptik durchlaufen. Aus diesem Grunde tritt zu der Präcession ein veränderlicher Theil, die Nutation, deren Periode mit derjenigen der Mondsknoten zusammenfällt. Die Nutation hat, je nach der Stellung der Mondsbahn gegen die Ekliptik, bald eine Verzögerung, bald eine Beschleunigung der Präcession und abwechselnd eine geringe Zu- oder Abnahme der Ekliptikschiefe zur Folge.

Literatur: Die Lehre von den Störungen und ihrem Einfluss auf die Erdbahn ist populär vorgetragen in Schubert, *populäre Astronomie*, 1803; Bohnenberger, *Astronomie*, 1811; J. Herschel, *treatise on astronomy*, 1833; Airy, *physische Astronomie*, übers. v. Littrow, 1839 (das Original erschien 1834); Mædler, *populäre Astronomie*, 1841.

18. Ebbe und Fluth auf der Wasserkugel.

Ein die ganze Erdkugel bedeckendes Meer von gleichförmiger Tiefe könnte während der täglichen und jährlichen Bewegung der Erde nicht in Ruhe bleiben. Es sei (10, Fig. 3) M der Mond, P der ihm zugekehrte Theil des Meeres, S der Erdmittelpunkt, so wird, in Folge der stärkeren Anziehung die M auf P ausübt, die Distanz PS sich vergrössern, und also die Höhe des Meeres steigen. Stellt aber (Fig. 4) P nun den vom Mond abgekehrten Theil des Meeres dar, so wird, in Folge der stärkeren Anziehung auf S, auch PS sich vergrössern, und also die Höhe des Meeres auch auf der vom Mond abgekehrten Seite steigen. Alle drei Punkte P, S, P′ werden sich dem Mond M nähern, jeder um so mehr, als seine Entfernung geringer ist, so dass die Annäherung von P gleich Pp, diejenige von S gleich Ss, diejenige von P′ nur gleich P′p′ sein wird. Das Meer strebt demnach ein verlängertes Sphäroid zu bilden, dessen grosse Axe durch den Mond geht, das aber, wegen der Rotation der Erde, niemals zur Ausbildung kommt, sondern als eine sehr breite Welle erscheint, die dem Mond in seiner täglichen Bewegung von Ost nach West folgt. Auf dem ganzen Umkreis ab der Erde, auf welchem MS senkrecht steht, wird das Wasser sinken, um sich in p und p′ zu heben; alle Punkte jenes Umkreises werden tiefes Meer, oder Ebbe *(reflux)*, diejenigen in p, p′ Hochmeer, Hochwasser oder Fluth *(flux)* haben. Der Wechsel von Ebbe und Fluth heisst auch wohl die Gezeiten *(la marée, the tides)*.



Der Mond bedarf im Mittel von einer Culmination bis zur nächsten $24^h.50'$. Es wird also das Meer ungefähr während $6^h.12'$ nach dem Hochwasser ebben oder abfliessen, dann Tiefwasser sein; hierauf $6^h.12'$ fluthen oder zufliessen, bis zum zweiten Hochwasser; dann wieder $6^h.12'$ ebben, ein zweites Tiefwasser eintreten, und die letzten $6_h.12'$ wieder fluthen. Die erste Fluth, bei welcher der Mond in der oberen Culmination steht, heisst Zenithfluth, die zweite, welche $12^h.24'$ später eintritt, Nadirfluth. Die halbe Summe zweier auf einander folgender Hochwasser über der dazwischen liegenden Ebbe heisst die Totalfluth.

Wie der Mond erzeugt auch die Sonne eine Fluthwelle; die Grösse derselben ist aber geringer, weil auch hier der Einfluss beider Gestirne sich verhält wie 2 : 5. Es wird die solare Fluthwelle die lunare verstärken, oder schwächen, je nachdem die Axen der beiden Fluthsphäroide zusammenfallen, oder auf einander senkrecht stehen. Das erstere findet statt in den Syzygien, bei Voll- und Neumond, und dieses Maximum der Fluth heisst Springfluth; das letztere in den Quadraturen, und die Fluth, die nun im Minimum ist, heisst Nippfluth. Die Fluth ist ferner höher, wenn Mond und Sonne in der Erdnähe stehen, und um so grösser auch, je kleiner ihre Deklination ist. Die höchsten Fluthen treffen daher ein bei Neumond oder Vollmond, wenn beide Gestirne sich in der Erdnähe und im Aequator befinden. Je höher die Fluth, desto tiefer ist auch die zunächst darauf folgende Ebbe. — Zwischen der Zenithfluth und der darauf folgenden Nadirfluth ist, unter übrigens gleichen Verhältnissen, in der Regel kein wesentlicher Unterschied der Höhe bemerkbar. Geringe Unterschiede erklären sich aus dem Umstande, dass bei nördlicher Deklination von Mond und Sonne der Scheitel der Zenithfluth in die nördliche, derjenige der Nadirfluth in die südliche Hemisphäre fällt, und umgekehrt bei südlicher Deklination.

Curven, welche alle Punkte verbinden, die gleichzeitig in dieselbe Phase der Gezeiten eintreten, z. B. gleichzeitig Hochwasser haben, heissen Isorachien *(cotidal lines)*. Diese Curven werden ungefähr mit den Meridianen zusammenfallen und im Aequator mit einer Geschwindigkeit von 218 geogr. Meilen sich von Ost gegen West bewegen. Zählt man die Zeit von einem bestimmten Meridian aus, so lässt sich, in Bezug auf diesen, die Isorachie der Iten, IIten, IIIten u. s. w. Stunde unterscheiden, d. h. die Curve, auf welcher die Fluth in den Syzygien 1, 2, 3 u. s. w. Stunden nach dem Mittag des gewählten Meridians eintritt.

19. Einfluss des Landes auf Ebbe und Fluth.

Die Zertheilung des Oceans durch das Auftreten grosser Ländermassen hat wesentliche Veränderungen in der ganzen Erscheinung der Gezeiten und also auch in der Gestalt der Isorachien zur Folge.

An der Ostküste von Continenten, die sich in der Richtung des Meridians ausdehnen, wird die Fortpflanzung der Welle unterbrochen; an der Westküste bildet sich dieselbe durch den Zufluss des Wassers aus West, Nord und Süd und ist anderen Gesetzen unterworfen, als die aus Ost her fortschreitende Welle. In offene Meerbusen dringt die Fluth ein, als eine Ablenkung der Hauptwelle, und verfolgt dieselben aufwärts, in der Mitte schneller, als in der Nähe der Küsten; die Isorachien erhalten daher eine gegen den Hintergrund des Meerbusens convexe Biegung, stehen jedoch im Ganzen auf der Längenrichtung des Meerbusens senkrecht, und können, je nach der Lage desselben, von Süd nach Nord, oder von West nach Ost, oder in jeder anderen Richtung fortschreiten. Durch geringere Tiefe des Meeres und Inseln wird die Fortpflanzung der Welle verzögert, und die für stündliche Intervalle gezeichneten Isorachien sind daher gedrängter, als sie in einem tiefen Meere sein würden. — Aus diesen Ursachen ergeben sich für die einzelnen Küstenpunkte bedeutende Differenzen, welche, theils die Richtung, nach welcher die Fluth zu- und abfliesst, theils die Epoche des Eintritts der Ebbe und Fluth an jedem Tage betreffen. Das Zeitintervall von der Culmination des Neumonds bis zum Eintritt der Fluth an einem gegebenen Punkt der Küste heisst die Hafenzeit dieses Punktes *(établissement du port)*. Die zunächst auf die Culmination des Neumonds folgende Fluth, nach welcher die Hafenzeit bestimmt wird, ist aber in vielen Fällen nicht die durch den Neumond erzeugte, sondern eine ältere, da die abgelenkten, oder durch Untiefen verzögerten Fluthen zum Theil mehrerer Tage bedürfen, um sich bis zu einem bestimmten Orte fortzupflanzen. Die Hafenzeit eines Punktes der Küste kann daher am Tage des Neumonds nur wenige Stunden angeben, die Springfluth aber erst am folgenden Tage oder noch später eintreffen.

Einen nicht geringeren Einfluss hat die Ländervertheilung auf die Höhe der Fluthen, oder auf die Grösse der Totalfluth in verschiedenen Meeren und an verschiedenen Punkten derselben Küste.

Die Fluthwelle wird erzeugt durch die Anziehung der Gestirne auf das Wasser einer ganzen Hemisphäre; ihre Höhe wird bedingt, nicht nur durch das Aufsteigen des Wassers, das zunächst die Fluthwelle bildet, sondern durch den Druck, den die gesammte

übrige Wassermasse auf dieselbe ausübt. In abgeschlossenen, oder nur durch schmale Canäle mit dem Weltmeere in Verbindung stehenden Meeren wird aus diesem Grunde gar keine, oder nur eine kaum merkliche Ebbe und Fluth wahrzunehmen sein. Abgelenkte Fluthwellen, die sich über grössere Wassermassen ausbreiten, werden an Höhe verlieren, was sie an Ausdehnung gewinnen, und umgekehrt an Höhe zunehmen, wenn sie auf einen kleineren Raum eingeengt werden. Treffen an einem Punkte zwei abgelenkte Fluthen zusammen, die aus entgegengesetzten Weltgegenden herströmen, so wird durch ihre Interferenz, je nachdem Fluth und Fluth, oder Fluth und Ebbe zusammentreffen, eine Verstärkung oder Unterdrückung des Hochwassers hervorgehen können.

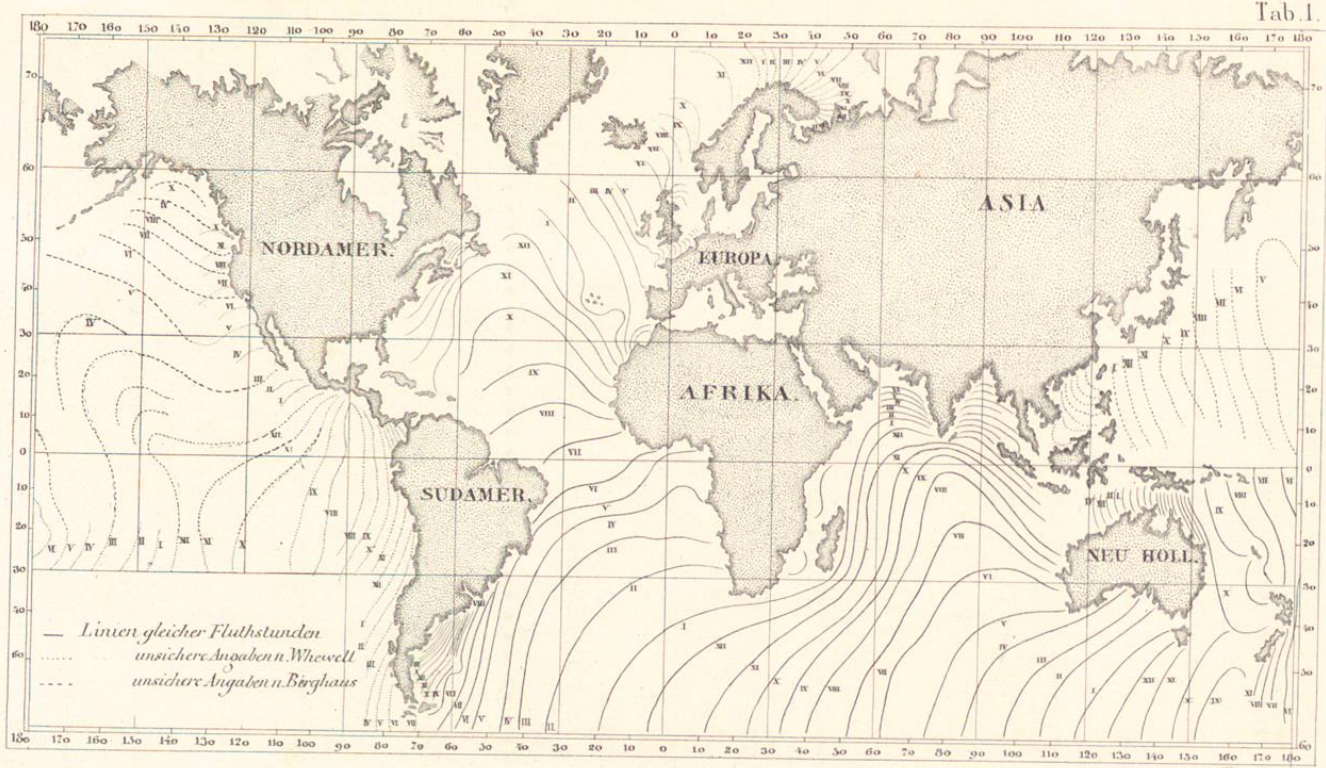
20. Beobachtete Ebbe und Fluth.

Siehe Taf. 1 (nach Whewell aus Berghaus physik. Atlas).

Die Isorachien, so weit sie nach den noch mangelhaften Beobachtungen bestimmt werden können, nähern sich nur in dem offenen südlichen Ocean der Richtung der Meridiane. Zwischen Neu-Holland und Süd-Afrika krümmen sie sich nordwärts in das Indische Meer und dringen mit starker convexer Biegung in die weiten Busen zu beiden Seiten der indischen Halbinsel ein, wo sie sich stark zusammendrängen. Indien, Persien und Arabien erhalten daher die Fluth aus Süden und beträchtlich später als die unter gleichem Meridian liegenden Punkte der südlichen Meere. — Zwischen dem Cap und Süd-Amerika biegen sich die Isorachien ebenfalls aus dem Meridian in eine ost-westliche Richtung um und schreiten in dem Atlantischen Ocean nordwärts gegen Neu-Fundland, mit starker, gegen diese Insel convex gerichteter Krümmung, so dass z. B. auf den Bahama-Inseln, Neu-Fundland und den Canarischen Inseln die Fluth fast gleichzeitig eintritt. Der östliche Schenkel dieser Curve setzt dann die Bewegung nord-ostwärts gegen die europäischen Küsten fort, die also die Fluth sehr verspätet aus Süd-West erhalten. Die Fluth, die zwischen der Westküste von Spanien und Frankreich ankommt, ist bereits $1\frac{1}{2}$ Tage alt, diejenige in London ist $2\frac{1}{2}$ Tage alt. Eine Ablenkung der Hauptcurve dringt durch den englischen Canal, eine andere von

Nord her, in die Nordsee; die Hauptbewegung aber geht in der früheren Richtung gegen Spitzbergen und das Eismeer fort. — Im Grossen Ocean lassen sich die Isorachien noch nicht genauer bestimmen. Die Westküste von Amerika scheint die Fluth grösstentheils von West her zu erhalten; in der Gegend der Gesellschafts- und Freundschaftsinseln aber ist die Bewegung eine entgegengesetzte und weicht kaum bedeutend von der normalen von Ost gegen West gerichteten, mit meridionaler Stellung der Isorachien, ab.

Die Höhe der Fluth im Grossen Ocean ist auffallend gering, bei den Sandwich-Inseln 2½ Fuss, bei O'Tahaiti nur 11 Zoll. An der Ostküste von Asien steigt sie auf 6 bis 12 Fuss und an einzelnen Punkten der chinesischen Küste bis auf 18 Fuss. An der Küste von Cochinchina und Siam erreicht sie ziemlich allgemein 9 Fuss. Beträchtlich höher erhebt sie sich in den Golfen des Indischen Meeres, im Golf von Martaban zur Zeit der Syzygien bis 23 Fuss, auf der Rhede von Surate auf 21 Fuss, im Hintergrund des Golfs von Cambay auf 30 bis 36 Fuss, im südlichen Theil des Indischen Meeres dagegen, bei Rodriguez, nur auf 6 Fuss. Noch deutlicher äussert sich dieser Einfluss der Gestalt der Meeresbecken im Atlantischen Ocean. Bei S. Helena beträgt die Fluthhöhe 3¼ Fuss, bei den Canarischen Inseln und Azoren 5 bis 8 Fuss. In dem nur durch schmale Canäle mit dem offenen Meere verbundenen Mexikanischen Busen steigt sie, an der Mündung des Missisippi, nur auf 1½ Fuss, im Caraibischen Meere, bei Cumana, auf 1 Fuss; während sie in der Chesapeak-bai, bei Annapolis, 30 Fuss und in der allmählig sich verengernden Fundy-bai, an der Nord-Ostgrenze der Vereinigten Staaten, die beispiellose Höhe von 70 Fuss erreicht. Gleiche Verhältnisse bieten auch die europäischen Meere dar. In dem weiten Seebecken des Mittelländischen Meeres ist die Fluth kaum wahrnehmbar; sie steigt an der Küste von Aegypten auf 1,08 Fuss, an einzelnen Stellen des Adriatischen Meeres auf 2½ Fuss, bei Terracina auf 1,23 Fuss. Im Schwarzen Meer, so wie auch in der Ostsee zeigt sich keine merkliche Ebbe und Fluth. An den in das offene Meer austretenden Küsten von Brest und Cap Lizard steigen die Springfluthen auf 18 bis 19 Fuss; im Inneren



Die Linien gleicher Fluthstunden (Isorachien) nach Whewell u. Berghaus

Die Stunden sind vom Meridian von Greenwich aus gezählt.

Lith. de Nicolet et Thez à Neuchâtel

des Canals, bei Guernsey und Jersey, auf 32 bis 38 Fuss, bei S. Malo auf 46 Fuss, an der englischen Küste des Canals dagegen, und auch bei Cherbourg, Dieppe und Calais, nur auf 18 bis 20 Fuss. In dem Busen der Saverne erreicht die Fluth wieder die Höhe von 45 Fuss. Am Nordcap steigt die Fluth auf $7\frac{1}{2}$ Fuss, an den Küsten von Lappland und am Eingang des Weissen Meeres auf 10 bis 13 Fuss, an der Westküste von Nowaja-Semlja noch auf 2 Fuss, aber weiter ostwärts, an den Küsten des Sibirischen Eismeers und an der Nordküste von Amerika, ist sie nicht mehr wahrnehmbar.

21. Anomalie'n der Ebbe und Fluth.

An einigen Küsten (Tonkin, Nord- und Südküste von Neu-Holland) zeigt sich während 24 Stunden nur eine Fluth und eine Ebbe, wahrscheinlich in Folge der Interferenz zweier Fluthwellensysteme, die aus verschiedenen Gegenden abstammen und an jenen Punkten zusammentreffen.

An anderen Punkten (Poole und Weymouth in Dorsetshire) beobachtet man umgekehrt mehr als zwei Hochwasser in 24 Stunden und erklärt diese Erscheinung aus dem Eintreffen der Fluth aus zwei entgegengesetzten Gegenden her.

In Flussmündungen steigt die Fluth oft sehr weit den Fluss aufwärts, zuweilen mit beträchtlicher Erhöhung der enger zusammengedrängten Fluthwelle, bis die Breite des Stromes gleichförmiger wird, und der Gegendruck des herströmenden Wassers, die geringere Tiefe und ähnliche Ursachen die Fluth allmählig verschwinden lassen. — In der Weser steigt die Fluth von der Mündung an ungefähr 9 geogr. Meilen aufwärts; in der Elbe bis 20 Meilen; in der Themse bis 12 Meilen; im S. Lorenzfluss ist die Fluth bis oberhalb Quebeck, beinahe 100 geogr. Meilen von der Mündung, fühlbar; im Amazonenfluss steigt sie 150 geogr. Meilen aufwärts; sie bedarf mehrerer Tage, um diesen Weg zurückzulegen, so dass, nach einer Berechnung, acht verschiedene Fluthen sich gleichzeitig in gehörigen Zwischenräumen den Strom aufwärts bewegen,

In mehreren Strommündungen hat das Eindringen der Fluthwelle eine eigenthümliche Erscheinung zur Folge, die am Ausfluss

der Elbe und Weser das Rastern, an der Gironde le Mascaret, an anderen Flüssen la Barre, an der Gangesmündung the Bore, am Ausfluss des Amazonenstroms die Pororoca heisst. Wo die Erscheinung in schwächerem Grade statt findet, besteht sie in einem von starkem Geräusch begleiteten Aufschäumen des Wassers, während zugleich drei oder vier grössere Wellen schnell hinter einander den Fluss aufwärts steigen. An der Mündung grösserer Flüsse ist das Getöse weit stärker, die Wellen erreichen eine Höhe von 6 bis 15 Fuss und treten häufig über die Ufer, Alles, was im Wege steht, zerstörend und fortreissend. — Es ist diess Phänomen vorzugsweise mit hohen Fluthen verbunden und wiederholt sich dann mehrere Tage nach einander. Die Ursache scheint ungefähr dieselbe, wie diejenige der Brandung: eine Erhöhung der Fluthwelle durch ihr Zusammendrängen in einen kleineren Raum, und eine verstärkte Wirkung an der Oberfläche über seichten Stellen durch eine Unterdrückung der Bewegung in der Tiefe.

Die Theorie der Ebbe und Fluth wurde zuerst, aber etwas gedrängt und unklar, von Newton gegeben in den *Phil. Nat. princ. math.*, dann weiter ausgeführt von Dan. Bernoulli, Maclaurin, Euler und vorüglich Laplace. — Die empirische Bearbeitung hat in unserer Zeit eine neue Gestalt gewonnen durch die Abhandlungen von Lubbock und Whewell in den *Phil. Trans.* 1831 u. ff. — Wichtige Sammlungen von Beobachtungen sind: Romme, *tableaux des vents, des marées etc. Paris* 1806; Horsburgh, *East India Directory*, 1817; Purdy, *mem. on the Atlantic Ocean*, 1835, u. a. Eine populäre Darstellung enthält Schumacher's *Jahrb. f.* 1838.

22. Einfluss der Gestirne auf die Atmosphäre.

Durch den Gravitationseinfluss des Mondes und der Sonne muss in der Atmosphäre, wie in dem Ocean, eine mit den Schwankungen der Wasserkugel übereinstimmende Ebbe und Fluth statt finden, die sich in einer Vergleichung der mittleren Barometerstände zur Zeit der Syzygien und Quadraturen, der Culminationen und sechsstündigen Stundenwinkel bemerkbar machen soll. Die Theorie zeigt indess, dass diese Differenzen der Barometerstände nur sehr kleine Grössen sein können. Laplace setzt ihr Maximum unter dem Aequator auf weniger als 1^{mm}, und in den vieljährigen Mitteln der Pariserbeobachtungen hat Bouvard sie nicht bestimmt nachweisen können.

Deutlicher ergibt sich aus den Beobachtungen ein anderer, ebenfalls sehr geringer Einfluss des Mondes auf die Atmosphäre, dessen Ursache bis jetzt, weder auf die Gravitation, noch auf irgend ein anderes Princip hat zurückgeführt werden können.

Aus den meteorologischen Beobachtungen in Viviers, Paris, Süd-Deutschland, Prag, welche Flaugergues, Bouvard, Schübler, Eisenlohr, Hallaschka der Rechnung unterworfen haben, geht hervor, dass in der Periode des synodischen Monats der tiefste Barometerstand auf den 2ten Octanten, der höchste auf das letzte Viertel fällt; in der Periode des tropischen Monats ein tieferer auf das Perigäum und das südliche Lunistitium, als auf das Apogäum und das nördliche Lunistitium. Die Differenz zwischen den mittleren Ständen des 2ten Octanten und des letzten Viertels, oder genauer des 12ten bis 13ten und 22ten bis 23ten Tages nach dem Neumond beträgt in Viviers $1^{mm},44$, in Paris $1^{mm},778$, in Karlsruhe $2^{mm},61$.

Dieselben Physiker und besonders Schübler haben diesen Einfluss auch in den Witterungs- und Windesverhältnissen nachgewiesen. Nach den aus vieljährigen meteorologischen Aufzeichnungen abgeleiteten Mittelzahlen fällt das Maximum der Süd-Westwinde und der Niederschläge (Wolken, Regen, Schnee u. s. w.) auf den zweiten Octanten, das Minimum auf das letzte Viertel. Das Verhältniss des Maximums der Niederschläge zum Minimum ist in Viviers 1 : 0,74, in Paris 1 : 0,87, in Karlsruhe 1 : 0,87, in Würtemberg 1 : 0,91. Aus 28 Beobachtungsjahren fand Schübler, dass auf je 1000 Tage, an welchen der Mond die unten angegebenen Stellungen hatte, die dabei stehende Zahl von Regentagen fiel

Neumond	428	Perigäum	486
Erster Octant	431	Apogäum	424
Erstes Viertel	441	Südliches Lunistitium	426
Zweiter Octant	475	Aufsteigen d. d. Aequator	432
Vollmond	464	Nördliches Lunistitium	411
Dritter Octant	446	Absteigen d. d. Aequator	404
Letztes Viertel	387	Im Knoten	449
Letzter Octant	383	In der grössten Breite	406

Flaugergues, Eisenlohr, Muncke und andere Physiker suchen die Ursache dieser Verhältnisse in der Anziehung, die der Mond auf die Atmosphäre ausübt, Schübler in einem Einfluss des Mondlichtes auf die atmosphärischen Niederschläge, Arago, Kämtz, Mahlmann u. a. glauben fernere Untersuchungen abwarten zu sollen.

Ein allgemein verbreiteter Volksglaube hat seit ältester Zeit einen Zusammenhang zwischen der Witterung und der Stellung der Gestirne, besonders des Mondes, angenommen. In neuerer Zeit versuchten vorzüglich Toaldo (*saggio meteorologico*, 1771) und Pilgram (*über das Wahrscheinliche in der Weltkunde*, 1788) ein System von Witterungsregeln auf den Mondwechsel zu stützen. Mit Sicherheit wurde der Einfluss des Mondes auf den Barometerstand und die Witterung zuerst durch Flaugergues (*de l'action de la lune sur la pression de l'atmosph. Bibl. univ.*, 1827), und Schübler (*über den Einfluss des Mondes auf die Veränderungen unserer Atmosph.*, 1830) festgestellt, und an diese Arbeiten schlossen sich an, Eisenlohr (*über das Klima von Karlsruhe*, 1832) und E. Bouvard (*in Quetelet, Corr. math. T. VIII*). Eine Zusammenstellung der erhaltenen Resultate und der im Volksglauben vom Mond hergeleiteten Witterungsregeln gab Arago (*Annuaire*, 1833).

ZWEITER ABSCHNITT.

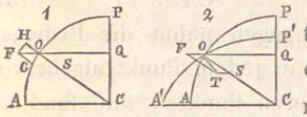
Tellurischer Einfluss der Schwere.

I. GESTALT UND DICHTIGKEIT DER ERDE.

23. Ursprüngliche Gestaltung der Erde.

Eine flüssige Masse, deren Theilchen sich in jeder Richtung und in gleicher Entfernung gleich stark anziehen, wird Kugelgestalt annehmen, und, wenn die Flüssigkeit compressibel, oder nicht homogen ist, so werden die Dichtigkeiten gegen den Mittelpunkt zu wachsen, in gleichen Entfernungen vom Mittelpunkt aber gleich sein. Nur unter diesen Voraussetzungen wird jedes Theilchen nach je zwei entgegengesetzten Richtungen gleichen Druck erleiden und also im Gleichgewicht sein können.

Besitzt die Kugel eine Rotationsbewegung um einen Durchmesser, so wird sie, in Folge der Centrifugalkraft, an den Polen sich abplatten und um den Aequator herum anschwellen.



Es sei (Fig. 1) CP die halbe Rotationsaxe der kugelförmigen Erde, PA der Quadrant eines Meridians, OS die nach dem Mittelpunkt C gerichtete Schwere im Punkte O, OF die Centrifugalkraft in der Verlängerung des Rotationshalbmessers OQ, so zerlege man diese in zwei rechtwinklichte Seitenkräfte OH und OG. Die Kraft OH, die in der Richtung der Schwere liegt, wird eine Verminderung derselben bewirken, und da OH auf verschiedenen Punkten des Quadranten PA ungleich ist, so werden diese Punkte nicht mehr gleichen Druck gegen C ausüben, die Flüssigkeitssäulen CP, CO, CA u. s. w. werden also nicht mehr unter sich im Gleichgewicht stehen können. Die Kraft OG bewirkt ein Abfliessen nach der Richtung dieser Kraft, d. i. vom Pol gegen den Aequator, und diese Bewegung wird nur dann nicht mehr statt finden, wenn die Resultante aus OG und der verminderten Schwere OS—OH, oder, was dasselbe ist, die Resultante OT (Fig. 2) aus der Centrifugalkraft OF und der ganzen Schwere OS auf der neuen Oberfläche P′A′, normal ist. Da nun OT jedenfalls in den Winkel COA fallen muss, so wird die Curve P′A′ sich mehr als PA dem Parallelismus mit CA nähern, oder die Gestalt des neuen Körpers wird diejenige eines abgeplatteten Sphäroids sein. Bei dieser Gestalt werden nun auch die Flüssigkeitssäulen CP′, CO, CA′ um so länger sein, je mehr sie sich von der Axe CP′ entfernen, so dass die geringere Schwere derselben durch ihre grössere Höhe ausgeglichen werden kann.

Die genauere Bestimmung der Gestalt, welche die Erde unter dem Einfluss der Schwere und Schwungkraft annehmen musste, ist eine verwickelte Aufgabe, weil die Schwere, als die Resultante der Anziehungen aller Theile, nach ihrer Intensität und Richtung, durch jene Gestalt erst bestimmt wird, und weil das Gesetz, nach welchem die Dichtigkeit nach dem Inneren zu wächst, uns unbekannt ist. — Unter der Voraussetzung, dass, auch nach veränderter Gestalt, die Schwere stets nach dem Mittelpunkt

C gerichtet bleibe, oder, was dasselbe ist, dass der Mittelpunkt im Verhältniss zur übrigen Masse unendlich dicht sei, fand Huyghens die Abplattung des Sphäroids, d. i. $\frac{CA' - CP'}{CA'}$, gleich $\frac{1}{578}$ des Aequatorhalbmessers. Newton dagegen nahm die Erdmasse als gleichförmig dicht an, die Schwere in jedem Punkt als hervorgehend aus den Anziehungen aller anderen Punkte, und fand unter diesen Voraussetzungen die Abplattung gleich $\frac{1}{230}$. Später bewies Maclaurin, dass die Theile einer homogenen flüssigen Masse, die sich im umgekehrten Verhältniss des Quadrats der Entfernungen anziehen, im Gleichgewicht stehen, wenn die Gestalt der Masse diejenige eines elliptischen abgeplatteten Sphäroides ist.

Die Gradmessungen führen zu der Abplattung $\frac{1}{301}$ und lassen auf eine gegen den Mittelpunkt zunehmende Dichtigkeit schliessen, da dieser Werth zwischen die beiden Grenzbestimmungen von Huyghens und Newton hinein fällt. Nach dem Gesetz einer nach dem Erdmittelpunkt zunehmenden Dichtigkeit sind auch die Haupttheile der Erdmasse, die Atmosphäre, die Gewässer und das Starre geordnet.

Es geht aber aus der Vergleichung der verschiedenen Gradmessungen hervor, dass die starre Erdmasse nur annäherungsweise als ein elliptisches Umdrehungssphäroid betrachtet werden darf, dass sie an den einen Stellen, in zum Theil über viele Grade sich erstreckender Ausdehnung, flacher, an anderen gewölbter ist, als jene mittlere Abplattung es verlangt; dass endlich die Meridiane unter sich verschieden, die Krümmung der Erdfläche demnach auch im Sinne der Länge ungleich, und ihre Durchschnitte durch parallel mit dem Aequator gedachte Ebenen, keineswegs genaue Kreise sind.

Aus der nahen Uebereinstimmung der aus den Messungen sich ergebenden Gestalt mit der aus der Theorie abgeleiteten lässt sich mit Wahrscheinlichkeit schliessen, dass einst die Erde sich in einem flüssigen Zustande befunden habe, während die Abweichungen von einer vollkommen regelmässigen Gestalt andeuten, dass, entweder der Uebergang aus dem flüssigen in den starren Zustand

nicht gleichförmig erfolgt sei, oder dass während und nach der Erstarrung die Bewegungen der Ebbe und Fluth in der flüssigen Erdmasse, oder spätere Einwirkungen die Gestalt verändert haben. Es geht ferner aus jener Uebereinstimmung hervor, dass seit der Erstarrung die Rotationsaxe ihre Lage gegen die Oberfläche nicht verändert habe.

24. Intensität der Schwere an der Erdoberfläche.

Die Schwere an der Erdoberfläche, gemessen durch die Geschwindigkeit g, die ein fallender Körper am Ende der ersten Secunde erlangt, ist am grössten an beiden Polen und nimmt ab gegen den Aequator zu, wo sie am schwächsten ist. Es wird nämlich, in Folge der Abplattung, von den Polen gegen den Aequator zu die Entfernung vom Mittelpunkt grösser, die Schwere also im Verhältniss des Quadrats dieser Entfernung kleiner. Es ist ferner die Schwungkraft an den Polen null, an anderen Punkten proportional dem Rotationshalbmesser (5), und am grössten unter dem Aequator, und da sie zugleich hier der Schwere direct entgegenwirkt, so wird auch aus dieser Ursache die Schwere unter dem Aequator kleiner sein, als auf jedem anderen Punkte der Erdfläche.

Die genauesten Werthe der Schwere erhält man mit Hülfe des Secundenpendels. Es ist nämlich, wenn l die Länge eines Pendels, t die Dauer einer Schwingung, g die Schwere bezeichnet,

$$t = \pi \sqrt{\frac{l}{g}}$$

also für $t = 1$, oder das Secundenpendel,

$$g = \pi^2 l$$

oder die Schwere ist gleich der beobachteten Länge des Secundenpendels, multiplicirt mit π^2.

Es lässt aber l sich durch die Breite ausdrücken. Bezeichnet nämlich L die Länge des Secundenpendels unter dem Aequator, l diejenige unter der Breite φ, α die Abplattung, k das Verhältniss der Centrifugalkraft zur Schwere unter dem Aequator, so ist nach einem von Clairaut bewiesenen Satze

$$l = L + L\left(\tfrac{5}{2}k - \alpha\right)\sin^2\varphi \qquad (1)$$

oder

$$l = L + M\sin^2\varphi$$

worin die Constanten L, M durch zwei oder mehrere directe Be-

obachtungen bestimmt werden können. Die genauesten neueren Bestimmungen geben nach der Berechnung von Bessel in Pariser Linien

$$l = 439{,}258 + 2{,}304 \sin^2\varphi$$

und, nach der Multiplication mit π^2 und Verwandlung in französische Fuss

$$g = 30',1063 + 0{,}1579 \sin^2\varphi.$$

Es ist also die Schwere unter dem Aequator = 30′,106
unter 45° der Breite = 30,185
unter den Polen = 30,264.

Diese Werthe sind die der wirklichen Schwere; will man die reine Intensität der Anziehung des ruhenden Erdsphäroids kennen, so müssen sie um den Theil der Schwungkraft vermehrt werden, welcher der Schwere direct entgegenwirkt und (in Fig. 1 des vor. §) durch OH dargestellt wird.

Unter dem Aequator ist diese Grösse = kG, wenn G=30′,106 die Schwere unter dem Aequator bezeichnet, und der Werth von k lässt sich direct berechnen (5) aus der bekannten Drehungsgeschwindigkeit unter dem Aequator (13), dem Aequatorhalbmesser und dem Werthe von G. Hieraus findet sich $k = \frac{1}{289}$, oder die Schwungkraft gleich dem 289ten Theil der Schwere. – Unter der Breite φ=OCA ist die Schwungkraft proportional dem Rotationshalbmesser OQ, den man hinreichend genau dem cosφ proportional setzen kann, und, da OH ebenfalls diesem Cosinus proportional ist, so beträgt unter der Breite φ die Verminderung der Schwere kGcos$^2\varphi$. Durch das Zusetzen dieser Grösse zu den vorigen Werthen findet man

die unverminderte Schwere unter dem Aequator = 30′,211
unter 45° der Breite = 30,237
unter den Polen = 30,264.

Die Theorie lehrt, dass der Halbmesser einer Kugel von gleicher Masse wie das Erdsphäroid gleich ist dem Radius des Erdsphäroids bei der Breite, deren Sinusquadrat = $\frac{1}{3}$; oder, dass auf dem Parallel dieser Breite die Schwere auf dem Sphäroid gleich gross sei, wie auf einer Kugel vom gleichen Halbmesser. Die Breite dieses Parallels ist 35° 15′ 52″ und die Schwere des ruhenden Erdsphäroids auf diesem Parallel beträgt 30′,228. Diese

Schwere kann als die mittlere Schwere auf der ruhenden Erdoberfläche betrachtet werden.

Alle diese Werthe der Schwere sind für das Niveau des Meeres berechnet. In einer Höhe h über diesem Niveau erleidet die Schwere eine Abnahme. Wenn r den entsprechenden Erdhalbmesser bezeichnet, g die Schwere im Meeresniveau, g′ diejenige in der Höhe h, so ist

$$g : g' = \frac{1}{r^2} : \frac{1}{(r+h)^2}$$

also angenähert $$g - g' = \frac{2h}{r} \cdot g.$$

Nähert man sich umgekehrt von der Oberfläche dem Mittelpunkt, so vermindert sich die Schwere ebenfalls, weil (8) die Anziehung der sphäroidischen Schalen, durch die man eingedrungen ist, abgezogen werden muss.

25. Bestimmung der Abplattung durch das Pendel.

Die enge Verbindung zwischen der Gestalt der Erde und der Schwere an ihrer Oberfläche lässt umgekehrt von dieser auf jene schliessen, und die Beobachtung der Länge des Secundenpendels auf verschiedenen Punkten der Erdfläche führt somit zur Kenntniss der Abplattung.

Bezeichnen l, l′ die Pendellängen unter den Breiten φ, φ', so folgt aus dem Theorem von Clairaut, wenn man aus der Gleichung (1) die Grösse L eliminirt und α heraushebt

$$\alpha = \frac{1}{115{,}6} + \frac{l - l'}{l \sin^2 \varphi' - l' \sin^2 \varphi}.$$

Die zahlreichen Pendelbeobachtungen, die in neuerer Zeit auf vielen Punkten der Erdoberfläche sind gemacht worden, führen zu keinem ganz übereinstimmenden Resultate,

Nach der Berechnung von Biot geben die bis 1829 bekannt gewordenen Beobachtungen im Mittel

$$\alpha = \frac{1}{290{,}59}.$$

Theilt man aber den Erdquadranten bei 45^0 und berechnet die Abplattung für die niederen und die hohen Breiten besonders, so wird

$$\text{von } 0—45^0 \quad \alpha = \frac{1}{276{,}38}$$

$$45^0—90^0 \quad \alpha = \frac{1}{306{,}33}$$

die elliptische Krümmung der Meridiane scheint demnach in der Nähe des Aequators beträchtlich stärker, als in der Nähe der Pole hervorzutreten.

Nach neueren Angaben erhielt Baily als Mittelwerth

$$\alpha = \frac{1}{285{,}26.}$$

Sowohl Baily als Lütke finden aber beträchtliche Abweichungen, wenn man die Messungen der einzelnen Beobachter besonders in Rechnung zieht. Es vereinigen sich die Bestimmungen von Lütke, Duperrey und Freycinet zu

$$\alpha = \frac{1}{267}$$

diejenigen von Sabine, Kater, Foster und Biot, zu

$$\alpha = \frac{1}{289.}$$

Die Ursache dieser Abweichungen glauben Sabine, Lütke u. a. nicht sowohl in wesentlichen Unregelmässigkeiten der Erdgestalt, als vielmehr in localen Störungen der Schwere durch den Einfluss eines mehr oder weniger dichten Bodens suchen zu sollen.

Die Verkürzung des Secundenpendels in niederen Breiten wurde zuerst durch den Akademiker Richer zu Cayenne, 1672, einige Jahre später durch Varin und Deshayes an der Westküste von Afrika beobachtet. Die Theorie des Pendels und seine Anwendung zum Zeitmaass verdankt man Huyghens (*Orologium oscillat.*, 1673). Die ersten zur Bestimmung der Abplattung benutzten Beobachtungen waren die von Bouguer; auf späteren wissenschaftlichen Reisen in ferne Weltgegenden sind Bestimmungen der Länge des Secundenpendels zu gleichem Zwecke selten vernachlässigt worden. Um grössere Genauigkeit in diesen Bestimmungen erwarb sich grosses Verdienst Kater (*Phil. Trans.* 1818 u. ff.), der zugleich eine schöne Reihe derselben in Grossbrittanien ausführte; später, um die tiefere theoretische Begründung der Pendelmessungen, Bessel (*Berliner Akadem.*, 1826). Zahlreiche Angaben von Pendellängen lieferten Biot (*Recueil d'observ. géodésiques*, oder *Base du syst. métr. T. IV.*, 1821), Freycinet (*Voyage autour du monde*, 1826), Sabine (*an account of experiments to determine the figure of the earth*, 1825), Foster (in Parry, *Journ. of a third voyage for the discovery of a North-West passage etc.*, 1826), Lütke *Mém. de l'Acad. de Petersb.*, 1830).

26. Verhältnisse der Masse.

Da die Gravitation bei gleicher Entfernung sich direct verhält wie die Masse des anziehenden Körpers, so lassen sich aus den von den Körpern unseres Planetensystems ausgeübten Anziehungen die Verhältnisse ihrer Massen ableiten. Im Allgemeinen dienen hiezu die Störungen, welche jeder einzelne Planet in den Bahnen der übrigen verursacht. Für diejenigen Planeten, welche, wie die Erde, von Monden begleitet werden, erhält man das Verhältniss der Masse des Planeten zur Sonnenmasse einfacher, wenn man die Anziehung des Planeten auf den Satelliten vergleicht mit der Anziehung der Sonne auf den Planeten; beide Anziehungen ergeben sich aber aus den Umlaufszeiten und Entfernungen. Es ist nämlich (6) die Anziehung K eines Centralkörpers auf einen um ihn rotirenden Körper gleich der Centrifugalkraft und diese gleich

$$\frac{c^2}{R}$$

wenn c die mittlere Geschwindigkeit des Planeten oder Satelliten und R seine Entfernung vom Centralkörper bezeichnet. Setzt man die Umlaufszeit gleich T, so ist

$$c = \frac{2R\pi}{T}$$

und

$$K = \frac{4R\pi^2}{T^2}.$$

Die Massen durch die Volumen dividirt, geben die mittleren Dichtigkeiten, nach der Formel

$$m = dv, \text{ oder } d = \frac{m}{v},$$

worin m, d, v Masse, Dichtigkeit und Volumen bezeichnen. — Aus den Massen und den Halbmessern der Himmelskörper lässt sich endlich die Anziehung oder Schwere an ihrer Oberfläche berechnen. Es ist nämlich, wenn die Massen, Halbmesser und die Schwere an der Oberfläche für zwei verschiedene Planeten durch m, r, g und m′, r′, g′ bezeichnet werden, und durch G die Anziehung der Masseneinheit in der Entfernung = 1,

$$g = \frac{Gm}{r^2}, \; g' = \frac{Gm'}{r'^2}, \text{ also } \frac{g}{g'} = \frac{mr'^2}{m'r^2}.$$

Setzt man die Masse der Erde, ihre Dichtigkeit und die Schwere an ihrer Oberfläche gleich der Einheit, so erhält man für die übrigen Himmelskörper folgende Verhältnisszahlen.

	Masse.	Dichtigkeit.	Schwere.
Sonne	354936,000	0,252	28,36
Mercur	0,073	1,120	0,48
Venus	0,883	0,923	0,91
Erde	1,000	1,000	1,00
Mond	0,0014	0,562	0,15
Mars	0,132	0,948	0,50
Jupiter	338,457	0,239	2,50
Saturn	100,546	0,130	1,09
Uranus	14,425	0,176	0,76

Die Erde bildet daher mit Mars, Venus und Mercur, die ihr auch an Grösse und in ihrer Lage zur Sonne am nächsten stehen, eine Gruppe von ungefähr gleicher Dichtigkeit, während die entfernteren und grösseren Planeten zugleich mit der Sonne eine andere Gruppe von weit geringerer Dichtigkeit ausmachen.

Die Planeten, welche Monde haben, gestatten eine genauere Bestimmung ihrer Masse, als die übrigen; daher ist man erst in neuerer Zeit zu einer besseren Kenntniss der Massen des Mercur, der Venus und des Mars gelangt, und auch jetzt noch ist die Bestimmung der Mercursmasse, die einzig aus den Störungen, die sie auf den Comet von Enke ausübt, hergeleitet werden konnte, sehr unsicher. Die Angaben des Textes sind aus der Astronomie von Mædler und neueren Mittheilungen entnommen.

27. Dichtigkeit der Erdmasse.

In den vorhin gegebenen Dichtigkeitsverhältnissen wird die Dichtigkeit der Erde als Einheit angenommen und also unbestimmt gelassen; verschiedene Methoden führen aber auch zur Kenntniss der mittleren Dichtigkeit der Erde im Verhältniss zur Dichtigkeit des Wassers, oder zur Kenntniss des specifischen Gewichtes der Erde.

1. Die Formel (24) $g - g' = \frac{2h}{r} g$

für die Abnahme der Schwere bei steigender Höhe ist nur genau, wenn sich zwischen dem Niveau des Meeres und der erreichten Höhe keine Masse befindet, die ebenfalls Anziehung äussert. Ist d die Dichtigkeit des Berges, dessen Höhe $= h$ ist, D die Dichtigkeit der Erde, so zeigt Poisson, dass

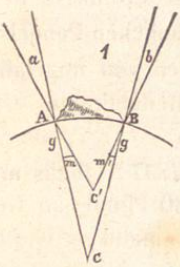
$$g - g' = \left(\frac{2h}{r} - \frac{3dh}{2Dr}\right) g$$

und es lässt sich daher, wenn alle übrigen Grössen dieser Gleichung bekannt sind, durch dieselbe der Werth von D bestimmen.

Nach dieser Methode fand Carlini (1824) aus Pendelbeobachtungen auf dem Mont Cenis, berechnet von Schmidt *(Math. Geogr.)*

$$D = 4{,}84.$$

2. Es kann der Werth von D auch bestimmt werden, indem man die Anziehung der Erde, die als Schwere bekannt ist, vergleicht mit der Anziehung, die eine Gebirgsmasse von bekannter Dichtigkeit auf ein Bleiloth ausübt, indem sie es aus der Verticale ablenkt.



Es sei AB ein Meridianbogen, ACB der Winkel am Mittelpunkt zwischen den wahren Verticalen und gegeben durch den Breitenunterschied von A und B, AC'B der aus den Zenithbeobachtungen in A und B gefolgerte Winkel zwischen den abgelenkten Verticalen, so ist, wenn a, b die beiden Ablenkungswinkel bezeichnen,

$$a + b = C' - C$$

wo C'—C bekannt ist.

Ist aber $m = \frac{Vd}{e^2}$ die Anziehung, die der Berg auf das Bleiloth in A ausübt, wo V das Volumen, d die Dichtigkeit, e die Entfernung des Mittelpunkts der anziehenden Kräfte des Berges von A bezeichnen, und eben so $m' = \frac{Vd}{e'^2}$ für B; bezeichnet ferner $g = \frac{4}{3} r\pi D - f$ die wirkliche, d. h. um den entgegenwirkenden Theil f der Schwungkraft verminderte Schwere in A und B, so ist, wenn man statt der Tangente der sehr kleinen Ablenkungswinkel die Winkel setzt,

$$a = \frac{m}{g}, \quad b = \frac{m'}{g}$$

also

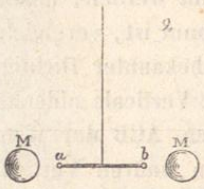
$$\frac{m + m'}{\frac{4}{3}\pi r D - f} = C' - C$$

woraus sich D ergibt. Es ist klar, dass m, m', g, f hier nicht durch die gewöhnliche Einheit der Schwere ausgedrückt sind, sondern durch die Anziehung, welche die Masseneinheit in der Entfernung = 1 ausüben würde.

Diese schon von Newton angerathene Methode wurde durch Hutton und Maskelyne mit grosser Sorgfalt ausgeführt am Berg Shehallian in Pertshire (1774—76), und es ergab sich

$$D = 4{,}71.$$

3. Die genauesten Resultate darf man sich von folgender Methode versprechen. Man beobachtet die Schwingungen, welche grosse Metallmassen M, z. B. grosse Bleikugeln, in einem horizontalen Pendel *ab*, von ähnlicher Construction, wie die Drehwaage von Coulomb, durch ihre Anziehung auf die Endpunkte des als Pendel dienenden Stabes hervorbringen und vergleicht damit die Schwingungen eines von der Erdmasse bewegten verticalen, d. h. des gewöhnlichen Pendels.



Versuche von Cavendish (1798), mit Bleimassen von ungefähr 4 Centner jede, gaben nach allen erforderlichen Reductionen

$$D = 5{,}48.$$

Aehnliche Versuche von Reich in Freiberg (1837), theils mit Bleikugeln, theils mit Eisenmassen von 60 bis 90 Pfund an Gewicht, gaben, beinahe mit den vorigen übereinstimmend,

$$D = 5{,}44.$$

Als Mittel aus mehr als zweitausend mit grösster Sorgfalt angestellten Versuchen fand Baily (1842)

$$D = 5{,}67.$$

Der äusseren Erdkruste kömmt aber, selbst abgesehen von der Wasserbedeckung, nur eine Dichtigkeit von höchstens 3 zu, so dass die Dichtigkeit nach dem Inneren der Erde zu wachsend und grösser als 5,7 sein muss. Das specifische Gewicht 6 gehört aber bereits den leichteren Metallen *(Arsenik, Chrom, Tellur)*, oder Metallverbindungen *(Magneteisen, Schwefelkies)* an. Gibt man der äusseren Erdmasse, deren Dichtigkeit = 3 ist, eine Dicke von noch nicht $\frac{1}{4}$ des Erdhalbmessers, so muss der Erdkern bereits dichter als Schmiedeeisen sein. Gibt man dem Erdkern die Dichtigkeit = 24, die kein bekanntes Metall erreicht, so wird der Halbmesser dieses Erdkerns immer noch grösser als $\frac{1}{8}$ des Erdhalbmessers, unter der Voraussetzung freilich, dass die äussere Schale bis zum Kern nur die Dichtigkeit 3 habe.

Die Vergleichung der mittleren Dichtigkeit der Erde mit den specifischen Gewichten des Wassers und der atmosphärischen Luft lehrt, dass, wenn die mittlere Tiefe der Meere zu 1000 Toisen angenommen wird, das Wasser auf der Erde weniger als den achttausendsten Theil, die Atmosphäre weniger als ein Milliontel der ganzen Erdmasse ausmache.

Literatur: Ueber die älteren Bestimmungen der Erddichtigkeit s. Schmidt, *mathem. Geogr. II.*; Muncke, Art. *Erde* im *neuen Gehler*, nebst den Originalabhandlungen in den *Philos. Trans.* — Die Arbeiten von Reich in seinen *Versuchen über die mittl. Dichtigkeit der Erde*, 1838. — Das Resultat der von Baily ausgeführten, alle früheren übertreffenden Arbeiten hat das *Institut* 1842 mitgetheilt. — Ueber die Zunahme der Dicht. im Inneren s. Elie de Beaumont, *Bull. géol.*, 1842.

II. ANZIEHUNG KOSMISCHER MASSEN.

28. Einfluss auf planetarische Körper.

Die tellurische Schwere wirkt auf die Körper unseres Planetensystems ein, wie die Gravitation dieser Körper auf die Erde. — An den Störungen der Venusbahn hat die Erde den grössten Antheil, in den Störungen des Mars steht ihre Einwirkung nur derjenigen des Jupiter nach.

Die Uebereinstimmung der im Verhältniss des Quadrats der Entfernung des Mondes verminderten Schwere mit der Schwungkraft des Mondes überzeugte zuerst Newton, dass die Einwirkung der Schwere sich über jede Grenze hinaus erstrecke, und dass durch sie allein der Mond in seiner Bahn zurückgehalten werde. An der Oberfläche der Erde, oder in der Entfernung $= 1$ von ihrem Mittelpunkt, ist die Schwere $= 30',23$ (24); dividirt man diesen Werth durch $(59, 96)^2$, oder das Quadrat der mittleren Entfernung des Mondes, so erhält man für die Anziehung der Erde auf den Mond $0',0084$, und dieselbe Zahl ergibt sich, wenn man, nach der Formel $\frac{v^2}{r}$ (6), aus der mittleren Geschwindigkeit des Mondes und seiner Entfernung die Wirkung seiner Schwungkraft berechnet.

Aber auch auf kleinere, wahrscheinlich kosmische, d. h. nicht ursprünglich der Erde angehörende Körper wirkt die tellurische Schwere ein und verursacht eine Störung ihrer Bahnen, die so weit gehen kann, dass die Körper auf die Erde niederfallen. Als solche Körper sind die Meteorsteine, und wenigstens ein Theil der Feuerkugeln und Sternschnuppen zu betrachten.

29. Meteorsteine.

Aerolithe oder Meteorsteine heissen steinerne, oder theilweise metallische Massen, welche, bald vereinzelt, in Stücken von einigen Pfund bis vielen Centnern an Gewicht, bald in grösseren

Mengen kleinerer und grösserer Körner durch die Atmosphäre zur Erde fallen.

Gewöhnlich fallen die Meteorsteine nach dem Zerplatzen von Feuerkugeln nieder und erscheinen als die Trümmer dieser Meteore. Eine Sternschnuppe, die sich schnell vergrössert, oder matt leuchtende, unregelmässige Wölkchen oder Streifen, die sich zu einer kuglichten Masse vereinigen, bilden den Anfang der Erscheinung. Die Kugel zeigt zuweilen einen scheinbaren Durchmesser, gleich demjenigen der Sonne, der wirkliche muss oft mehrere hundert oder tausend Fuss betragen. Die Höhe der Feuerkugeln über dem Erdboden übersteigt häufig, und im Anfang vielleicht immer, die obere Grenze der Atmosphäre. Ihre Geschwindigkeit ist eine planetarische und übertrifft um Vieles jede irdische Wurfgeschwindigkeit. Ihre Bahn ist, bald nahezu geradlinicht, so dass sie uns als Bogen eines grössten Kreises erscheint, bald gekrümmt oder geschlängelt und ricochettirend, als ob zu der anfänglichen Geschwindigkeit und der Einwirkung der irdischen Anziehung noch eine von Innen her durch das einseitige Ausströmen von Dämpfen erzeugte Bewegung hinzuträte. Eine vorherrschende Richtung ihrer Bewegung geht aus den Beobachtungen nicht bestimmt hervor, doch scheint, nach Kämtz, die Anzahl der aus NO herkommenden etwas grösser, als die Anzahl der nach anderen Richtungen sich bewegenden. Während des Laufes ändert die Kugel zuweilen ihre Gestalt, sie wird elliptisch, aus ihrem hinteren Ende sprühen Funken aus, noch häufiger zieht sie einen Schweif nach, der nicht selten sich von ihr trennt und als ein rauchähnliches Wölkchen ohne eigene Bewegung zurückbleibt, einige endlich zertheilen sich in kleinere Kugeln. Das Licht dieser Meteore ist, bald von geringer Intensität, kaum der Helligkeit des Mondlichtes ähnlich, blaulich oder röthlich weiss, zuweilen während der Bewegung sich verändernd, bald aber ist der Glanz so blendend, dass das Auge ihn nicht erträgt; in mehreren Fällen sind Feuerkugeln auch am Tage gesehen worden. Der Knall bei ihrem Zerspringen ist zum Theil betäubend stark und auf weite Entfernungen hin hörbar. Das Platzen der Feuerkugel den 10ten Juli 1771 wurde von Rouen bis südlich von Paris gehört. — Es ist übrigens keineswegs erwiesen und nicht wahrscheinlich, dass alle Feuerkugeln

sich mit dem Fall von Meteorsteinen endigen, noch dass sie ohne Ausnahme kosmischen Ursprungs seien. Jede selbstleuchtende oder brennende Gasmasse wird uns als Feuerkugel erscheinen.

Die Meteorsteine sind unmittelbar nach dem Fall sehr heiss und weich, so dass getroffene harte Körper Eindrücke verursachen. Die Gestalt ist unvollkommen polyedrisch, prismatisch oder pyramidal, mit stark abgerundeten Kanten, convexen oder concaven Flächen. Aeusserlich zeigen sie eine schwarze oder dunkelbraune Rinde, matt, oder firnisartig bis schwach metallisch glänzend; im Inneren bestehen die meisten aus einer hell- oder dunkelgrauen Grundmasse, worin Punkte, oder zackige Theile und Nester von gediegen Eisen mit Nickelgehalt, Magneteisen, Schwefeleisen und verschiedenen Silicaten eingesprengt sind; die Grundmasse enthält vorherrschend Talkerde und scheint ein inniges Gemenge eines leucit- und eines augitartigen Minerals.

Abweichende Verhältnisse zeigen die Meteorsteine von Stannern, Jonzac und Juvenas; sie enthalten kein gediegen Eisen und ihre Grundmasse ist ein feinkörniges Gemenge von Labrador und Augit, worin nickelfreier Magnetkies eingesprengt ist. Seltener fallen Massen von Meteoreisen, fast ausschliesslich aus gediegen Eisen (88 p. c.), Nickel (11 p. c.) und einem erdigen Bestandtheil (1 p. c.) zusammengesetzt; ähnlich den in den Meteorsteinen eingesprengten Eisenkörnern. Diese Eisenmassen sind voll innerer Höhlungen und Canäle, welche Körner und Krystalle von Olivin einschliessen; das Eisen selbst zeigt im Querschnitt krystallinisches Gefüge, die sogenannten Widmannstädten'schen Figuren. — Noch problematisch sind die Angaben von staubartigen, gallertartigen, filzartigen Substanzen, welche unter ähnlichen Umständen wie die Meteorsteine niedergefallen sein sollen.

Das Fallen von Meteorsteinen ist kein so seltenes Ereigniss, als man glauben möchte. Nach den während 26 Jahren in Frankreich beobachteten Fällen berechnet Chladni, dass für die ganze Erde auf jeden Tag im Mittel zwei Fälle kommen. Meteorsteine und Feuerkugeln können in jedem Monat erscheinen, in etwas grösserer Zahl aber kommen sie nach Kämtz, im August und November vor.

Nachrichten von Steinregen und vom Himmel gefallenen Massen sind in den ältesten Schriften, im Orient wie in Europa, aufbewahrt

worden. Grosse Eisenmassen von unbekanntem Ursprung, frei auf dem Boden liegend und in allem mit Meteoreisen übereinstimmend, werden allgemein als wirkliches Meteoreisen betrachtet: so die 14 Centner schwere, die Pallas in Sibirien aufgefunden; ferner der sogenannte verwünschte Burggraf von Elbogen in Böhmen, eine fast 2 Centner schwere Eisenmasse, die im XIV oder XV Jahrhundert vom Himmel gefallen sein soll; eine 3 Centner schwere Masse am Cap der guten Hoffnung; mehrere bis 300 Centner schwere Massen in Mexiko und Choco. Zu den bekannteren Ereignissen in neuerer Zeit gehört der Fall einer 71 Pfund schweren Eisenmasse zu Agram (1751); eine grosse Feuerkugel mit Steinfall bei Siena (1794); eine Feuerkugel mit Steinfall zu Aigle (Orne, 1803); der Steinfall zu Stannern (1808); der von Lenarto in Ungarn (1814); derjenige zu Angers (1822) u. s. w.

Ueber den Ursprung der Meteorsteine herrscht noch das grösste Dunkel. Ihre Zusammensetzung aus Substanzen, die auch in unseren Gebirgen, besonders in vulkanischen Bildungen, vorkommen, deutet auf eine sehr nahe Verwandtschaft mit der Erde; während ihr Auftreten in grossen Höhen und ihre Geschwindigkeit sie eher als kosmische Massen bezeichnen. Im Anfang dieses Jahrhunderts vertheidigten beide De Luc die Ansicht, dass es Auswürflinge unserer thätigen Vulkane seien. Mehr Beifall fand die Behauptung, dass sie von Vulkanen des Mondes ausgeworfen und durch die Erdmasse zu dieser hingezogen werden (La Place, v. Ende, Berzelius). In Deutschland neigt man sich zu der Ansicht, dass sie in dem obersten Theile der Atmosphäre aus der Verdichtung mineralischer Dämpfe auf ähnliche Weise entstehen, wie Schnee und Hagel aus Wasserdämpfen (T. Mayer, Fischer, Ideler, Egen). Viele endlich betrachten sie als kosmische Körper, die im Weltraum herumschwärmen, oder planetarisch sich um die Sonne bewegen, bis sie in die Anziehungssphäre eines anderen planetarischen Körpers gerathen und sich mit ihm, wie in unserem Fall mit der Erde, vereinigen (Chladni, V. Hoff, Arago, Olbers). Die beiden letzten Annahmen lassen sich auch (n. Muncke) durch die Voraussetzung verbinden, dass diese kosmischen Substanzen in äusserst verdünntem gasförmigen Zustande in unsere Atmosphäre eintreten und erst in ihr durch schnellen Verlust der Wärme sich zu starren Massen verdichten. —

Literatur: Chladni, *über die von* Pallas *gefundene und ähnliche Eisenmassen*, 1794; *über Feuermeteore*, 1819; v. Schreibers, *zur Gesch. und Kenntniss meteorischer Stein- und Metallmassen*, 1820; Izarn, *lithologie atmosph.* 1803; Olbers, in der *Mon. Corr. VII.* und *Schum. Jahrb.* 1837; v. Ende, *über Massen und Steine, die aus dem Monde auf die Erde gefallen sind*, 1804; Benzenberg, *die Sternschnuppen sind Steine aus den*

Mondvulkanen, 1834; Fischer, *Berliner Akadem.*, 1820—1821; Berzelius, in *Kongl. Vetensc. Acad.* 1834 und hieraus in *Poggd.* 33; Egen, in *Gilb. Ann.* 72; Ideler, *über den Ursprung der Feuerkugeln*, 1832; Muncke, Art. *Meteorstein*, Brandes, Art. *Feuerkugel*, im *neuen Gehler*; Kæmtz, *Meteorl. III.*

30. Sternschnuppen.

Die Sternschnuppen sind sternähnliche leuchtende Punkte, von geringer Lichtstärke bis zum Glanz von Jupiter oder Venus, oder noch heller als beide. Ein anderer Unterschied, als der der Grösse oder der Entfernung, scheint zwischen ihnen und den Feuerkugeln nicht zu bestehen, und, wie für diese, bleibt es unentschieden, ob alle Meteore, die jene Benennung tragen, einerlei Art seien.

Die Bewegung der Sternschnuppen ist meist sehr schnell, nach Bogen grösster Kreise, oder in gekrümmten, gewundenen Bahnen, senkrecht oder schief gegen den Horizont. Einige hinterlassen einen schwächer leuchtenden Schweif, der auf demselben Fleck des Himmels zurückbleibt, und nach einigen Secunden, zuweilen nach langsamen schlängelnden Krümmungen, erlöscht. Die vorherrschende Richtung der scheinbaren Sternschnuppenbahnen geht von O nach W, parallel der Ekliptik, so wie ein ruhender Körper, in Folge der beiden Bewegungen der Erde, uns zu gehen scheinen würde. Das Uebergewicht dieser Richtung vor jeder anderen tritt für die Sternschnuppen noch bestimmter hervor, als für die Feuerkugeln.

Die Höhe dieser Körper über dem Erdboden beträgt, nach den Messungen von Brandes und Benzenberg, im Mittel 10 bis 15 Meilen und erreicht daher bereits die obere Grenze der Atmosphäre; mehrere erscheinen aber auch in Höhen von 30, 40 bis 100 Meilen und wohl noch höher. — Aus dieser Bestimmung der Entfernung ergibt sich für ihre Bewegung eine Geschwindigkeit von 4 bis 8 Meilen in der Secunde, gleich oder grösser als die Geschwindigkeit der Erde, in ihrer jährlichen Bewegung (13).

Die Anzahl der in verschiedenen Nächten erscheinenden Sternschnuppen ist sehr ungleich. Im Mittel rechnet Benzenberg 30 bis 50 auf jede Nacht. — In neuerer Zeit ist man auf das Eintreffen einer ungewöhnlich grossen Zahl dieser Meteore in den Nächten des nämlichen Jahrestags aufmerksam geworden. Statt der

angeführten Mittelzahl erscheinen in diesen Nächten Tausende und Hunderttausende, sowohl gewöhnlicher Sternschnuppen jeder Grösse, als phosphorescirender Linien oder Flocken und grosser Feuerkugeln. Die Mehrzahl geht scheinbar von einem Punkte aus, der gegen die Sterne eine feste Lage hat, d. h. nicht an der Bewegung der Erde Theil nimmt, und dieser Punkt liegt ungefähr in der Richtung, gegen welche die Erde in ihrer jährlichen Bewegung zueilt; die scheinbaren Bahnen der Körper erklären sich daher aus dem Eindringen der Erde in einen dichten Schwarm derselben, der ihre Bewegung nicht theilt. Die Erscheinung wird gleichzeitig auf einem grossen Theile der Erdoberfläche, z. B. von Mexiko bis Grönland, und von Arabien bis Petersburg und England gesehen.

Eine dieser Epochen fällt auf den 11 bis 13 November. Eine sehr grosse Zahl dieser Meteore wurde 1799 vom 11 auf den 12 November von Humboldt in Cumana beobachtet. Im Jahr 1832 zeigte sich dasselbe Phänomen noch weit auffallender vom 12 zum 13 November in ganz Europa. Im Jahr 1833 in derselben Nacht in ganz Nordamerika. In den folgenden Jahren war die Erscheinung weniger ausgezeichnet und noch später blieb sie ganz aus.

Als eine zweite Epoche werden die Nächte vom 10 zum 15 August bezeichnet. Es hat Quetelet in unserem Jahrhundert nicht weniger als 20 Jahre aufgefunden, die in jenen Nächten eine ungewöhnlich grosse Zahl jener Meteore dargeboten haben, und die Erscheinung scheint fortwährend anzuhalten.

Die Epoche vom 6 zum 7 December dagegen, auf die man ebenfalls aufmerksam gemacht hatte, erschien in den letzten Jahren auf keine Weise ausgezeichnet; dagegen zeigten die Nächte vom 10 bis 12 December 1841 in Nord-Italien einen wahren Regen von Sternschnuppen.

Die grosse Höhe, in welcher diese Meteore vorkommen, ihre planetarische Geschwindigkeit und vorherrschende Bewegung aus O beweisen, dass diese Körper nicht unserer Atmosphäre angehören. Aus der periodischen Wiederkehr einer ungewöhnlich grossen Menge an den nämlichen Jahrestagen folgt, dass in der Gegend der Erdbahn, welche an jenen Tagen die Erde durchläuft, sich um diese Zeit dichte Haufen jener Körper befinden, und, da

die Gravitation gegen die Sonne nur durch eine gleich starke Schwungkraft aufgehoben werden kann, so muss diesen Haufen eine planetarische Bewegung um die Sonne zugeschrieben werden. Würde das Phänomen sich ohne Unterbrechung jedes Jahr in derselben Nacht wiederholen, so müsste die Dauer der Umwälzung eines dieser Haufen um die Sonne genau ein ganzes Jahr oder einen aliquoten Theil des Jahres betragen, und da nach sechs Monaten, wenn die Erde sich im entgegengesetzten Punkte ihrer Bahn befindet, die Erscheinung nicht beobachtet wird, so muss die Bahn des Haufens in dieser Gegend des Himmels ausserhalb oder innerhalb der Erdbahn durchgehen; dieser Fall scheint für die Augustmeteore statt zu finden. Leidet aber die Wiederkehr periodische Unterbrechungen, wie man es für die Novembererscheinung annehmen möchte, so muss die Umlaufszeit des Haufens ein Vielfaches des Jahres, die Bahn also eine sehr excentrische und der Haufe ein so langer, längs seiner Bahn ausgedehnter Streifen sein, dass er mehrerer Jahre bedarf, um durch die Erdbahn durchzugehen.

Literatur: Benzenberg und Brandes, *Versuch die Entfernung, Geschwindigkeit und Bahn der Sternschnuppen zu bestimmen*, 1800; Brandes, *Unterh. für Freunde der Physik und Astronom.* 1825; Muncke, Art. *Sternschnuppe* im *neuen Gehler*; Olbers, *die Sternschnuppen*, in *Schum. Jahrb. für* 1837; Olmstedt, *Americ. Il of Science*, 1838 u. in *Poggd.* 38; Biot, in den *Compt. rend.* 1836; Dove, *Repert. IV.*; Bogulawsky, in *Poggd.* 51. Ausserdem zahlreiche Nachrichten in den *Comptes rendus*, *l'Institut.*, *Quetelet*, *Corr. math. etc.*

III. DIE ATMOSPHÄRE UNTER DEM EINFLUSS DER SCHWERE.

31. Gestalt und Höhe der Atmosphäre.

Die aus expansiblen Stoffen bestehende Atmosphäre wird nur durch die Schwere an der Erde zurückgehalten; ihre Dichtigkeit nimmt gegen den äusseren Raum zu ab, weil die tieferen Schichten nicht nur den Einfluss der tellurischen Anziehung, sondern auch den Druck der oberen Schichten erleiden, dieser aber, bei zunehmender Höhe, stets geringer wird.

Ungeachtet der äusserst geringen Dichtigkeit ihrer obersten Schichten ist dennoch die Atmosphäre gegen den äusseren Raum begrenzt. Sie gehört wesentlich der Erde an und ist nicht etwa als die Verdichtung eines kosmischen, durch den Weltraum ver-

breiteten Fluidums zu betrachten, welches theilweise durch die Gravitation an der Erde zurückgehalten würde. Wäre dieses der Fall, so müsste jeder Himmelskörper eine der unsrigen ähnliche Atmosphäre besitzen, und die Höhe und Dichtigkeit dieser Atmosphären im directen Verhältniss stehen zu der Masse des anziehenden Körpers. Dass solche Atmosphären die grossen Massen des Jupiter und Saturn umgeben, hat bis jetzt nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden können, dagegen beweisen die genauesten Beobachtungen, dass, wenn je unserem Monde eine Atmosphäre zukommt, dieselbe dünner ist, als das Verhältniss seiner Masse es verlangen würde, und dem Sonnenkörper käme eine so ausgedehnte und dichte Atmosphäre zu, dass die durch sie verursachte Strahlenbrechung noch in beträchtlicher Entfernung von der Sonne in den astronomischen Winkelmessungen bemerkt werden müsste. — Die Rotation der Erde fordert ebenfalls eine Begrenzung ihrer Atmosphäre. Gesetzt auch, es dehnte sich diese stetig in den Weltraum aus, so müsste doch in einer bestimmten Höhe eine Trennung zwischen den rotirenden und den ruhenden Lufttheilen des äusseren Raumes vorhanden sein, und zwar da, wo die von der Rotation herrührende Centrifugalkraft die Schwere zu übertreffen anfängt. Diese Höhe ist unter dem Aequator gleich 5,61 Erdhalbmessern, oder 4820 geogr. Meilen; sie ist das Maximum der möglichen Höhe der Atmosphäre. Es lässt auch ein Minimum sich erhalten, wenn man voraussetzt, die Atmosphäre besitze bis an ihre obere Grenze die Dichtigkeit ihrer tiefsten Schichten, und aus der Höhe des Barometers im Niveau des Meeres, $0^m,76$, und den specifischen Gewichten der atmosphärischen Luft und des Quecksilbers, 0,0013 und 13,6, die nach dieser Voraussetzung sich ergebende Höhe berechnet. Dieses Minimum wird gleich 24500 Fuss oder 1 geogr. Meile gefunden. — Die wahre Grenze der Atmosphäre muss aber da sein, wo die Schwere, welche die Lufttheilchen zur Erde zieht, die Expansivkraft, die sie zu entfernen strebt, zu überwinden anfängt, so dass die obersten Lufttheilchen verhindert werden, in den höheren leeren Raum zu strömen. Die Expansivkraft nimmt ab, wenn Druck und Temperatur abnehmen, und vermindert sich daher mit steigender Höhe; da uns aber das Gesetz der Temperaturabnahme in der Atmosphäre unbekannt ist, so gibt auch diese

Methode, die Höhe der Atmosphäre zu bestimmen, nur weit aus einander liegende Grenzwerthe und kein sicheres Resultat.

Was die Gestalt der Atmosphäre betrifft, so müssen dieselben Ursachen, welche dem festen Erdkörper die Gestalt eines an den Polen abgeplatteten Sphäroides gegeben haben, in verstärktem Grade auf die Atmosphäre einwirken, weil die Centrifugalkraft an ihrer oberen Grenze grösser, die Schwere geringer, und die Beweglichkeit der Theile vollkommen ist. Nach Laplace kann jedoch auf keinen Fall die Abplattung grösser sein als $\frac{1}{3}$, indem ein stärker abgeplattetes Sphäroid im Aequator eine so grosse Schwungkraft besässe, dass die äussersten Theile sich im Raum zerstreuen müssten.

Nähere Bestimmungen der Höhe und Gestalt der Atmosphäre haben G. G. Schmidt und E. Schmidt durch Voraussetzungen über die Abnahme der Temperatur und Elasticität der Luft zu erhalten gesucht. Ersterer findet die Höhe unter dem Aequator gleich 27,5 geogr. Meilen, unter den Polen gleich 27,1 Meilen, die Abplattung also gleich $\frac{1}{254}$. Letzterer dagegen setzt die beiden Höhen nur auf 7,7 Meilen und 5,8 Meilen, die Abplattung also auf $\frac{1}{177}$.

Man hat öfters auch versucht, die Höhe der Atmosphäre, oder genauer der obersten Schichten, die noch Licht reflectiren, aus der Grenze der Dämmerung nach Sonnenuntergang zu berechnen. Nach dieser Methode fanden in älterer Zeit Halley, Smith, Delambre die Höhe jener Schichten gleich $9\frac{1}{2}$ Meilen, Lambert dagegen nicht ganz gleich 4 Meilen; in neuester Zeit setzt Biot dieselbe auf weniger als $6\frac{1}{3}$ Meilen an.

In runder Zahl wird die Höhe der Atmosphäre gewöhnlich gleich 10 Meilen angenommen.

Literatur: Laplace, *système du monde;* Wollaston, *Philos. Trans.* 1822; v. Zach, *monatliche Corresp.* 21; G. G. Schmidt, *Gilb. Ann.* 62; E. Schmidt, *mathem. Geogr. II.;* Halley, *Philos. Trans.* nº 181; Delambre, *astron.* 1814, *III.;* Biot, *Astronom. phys. I* und *l'Instit.* 1839; Muncke, Art. *Atmosphäre* im *neuen Gehler.*

32. Bestandtheile der Atmosphäre.

Es wiegt 1 Liter trockene Luft bei 0° Temp. und $0^m,76$ Bar.stand $1^{gr},2991$ (Biot u. Arago) bis $1^{gr},2991$ (Dumas u. Boussingault); und

da 1 Liter Wasser bei + 4°C 1000 Gramm wiegt, so ist das specif. Gew. der atm. Luft bei 0° Temp. und 0m,76 Bar.stand gleich 0,001299 oder $\frac{1}{770}$, wenn dasjenige des Wassers bei + 4°C gleich 1 ist.

Die zwei wesentlichen Bestandtheile der atmosphärischen Luft sind Stickgas und Sauerstoffgas, sehr nahe im Verhältniss von

	dem Volumen nach	dem Gewicht nach
Stickgas	79	77
Sauerstoffgas	21	23
	100	100

Nach älteren Bestimmungen erhielten aus 100 Vol. Thl. atm. Luft

Gay-Lussac	in	21800′	Höhe über	Paris	21,49 Th.	Sauerstoff
Boussingault	in	8400	—	zu S.ta Fe di B.	20,65 —	—
Brunner	in	8140	—	auf dem Faulh.	20,91 —	—
Configliachi	in	6170	—	auf dem Simpl.	20,9 —	—
de Saussure	in	1150	—	bei Genf	21,01 —	—
Dumas	in	200	—	in Paris	20,81 —	—
Gay-L. und v. Humb.			—	im Theat. franç.	20,4 —	—

Die neuesten Bestimmungen des Sauerstoffgehalts von Brunner, Dumas u. a. gaben in Bern 22,95, auf dem Faulhorn 22,97, in Genf und Copenhagen 22,99, in Paris 23,05 Gew. Th. in 100 Gew. Th. atm. Luft.

Obgleich die Verbindung beider Gasarten nicht eine chemische, sondern ein Gemenge zu sein scheint, und, sowohl durch den Organismus, als die ungleiche Absorption beider Bestandtheile durch das Wasser fortwährend Veränderungen erleiden muss, so zeigt sich doch das Verhältniss vollkommen constant in allen erreichbaren Höhen, auf Alpengipfeln wie in Hospitälern, im Winter wie im Sommer, in nördlichen wie in südlichen Breiten; sei es, dass jene Veränderungen sich gegenseitig ausgleichen, oder dass die Analyse, die ein Zehntel Volumprocent nicht verbürgen kann, unvermögend ist, sie nachzuweisen. Nach einer Berechnung von Poggendorff würde aber ein Zehntel Volumprocent der Atmosphäre ausreichen, das gesammte Menschengeschlecht auf 10,000 Jahre mit Sauerstoff zu versorgen. Auf offenem Meere fand man jedoch den Sauerstoffgehalt etwas geringer (bei Copenhagen 22,58), in Folge wohl der stärkeren Absorption desselben durch das Wasser.

Zu diesen constanten Bestandtheilen treten noch zwei veränderliche, deren Verhältniss von wechselnden Einflüssen abhängt, nämlich Kohlensäuregas und Wasserdampf.

Der Gehalt der Atmosphäre an Kohlensäuregas ist in der Regel sehr gering. Th. de Saussure fand ihn, im Mittel zahlreicher Bestimmungen in der Gegend von Genf, in 100 Gewichtstheilen atm. Luft gleich 0,0415, als Maximum 0,0574, als Minimum 0,0315. Die gesammte Kohlensäure der Atmosphäre entspricht (n. Poggendorff) 1,8 Kubikmeilen Steinkohle. Auf den Juragipfeln war das Verhältniss meist etwas grösser, als in der Tiefe, ohne jedoch jenes Maximum zu erreichen. Auf weit grösseren Höhen fanden v. Humboldt und Gay-Lussac dasselbe nicht von dem in der Tiefe herrschenden verschieden. Ueber nassem Boden ist der Kohlensäuregehalt geringer, als über trockenem, weil die Kohlensäure vom Wasser absorbirt wird; eben desshalb über grösseren Wasserflächen (Genfersee) geringer, als über festem Boden. Ueber dem offenen Meere soll die Luft kaum eine Spur von Kohlensäure enthalten. In der Nacht ist das Verhältniss in den tieferen Schichten der Atmosphäre etwas grösser, als am Tage; auf Gebirgen ist dieser Unterschied kaum bemerklich. — Beträchtlich stärker wird der Kohlensäuregehalt in Gegenden, wo, fortdauernd oder mit Unterbrechungen, Kohlensäure aus dem Boden aufsteigt. Das Gas dringt entweder frei aus Spalten und feinen Rissen als sogenannte Mofetten (Umgebung des Vesuv nach einem Ausbruch, fortdauernd in der Hundsgrotte am See von Agnano, am Laachersee, im Giftthal bei Balor auf Java); oder es ist gebunden an Quellwasser (Sauerwasser, Säuerlinge) und entwickelt sich theilweise aus diesen, wenn sie aus dem Boden hervortreten, steigt auch wohl zugleich mit dem Sauerwasser in grosser Menge auf und verursacht ein dem Sieden ähnliches Sprudeln des Wassers (Böhmen, Nassau, Island). — Abstrahirt man von der Verminderung des Kohlensäuregehaltes durch die Absorption des Wassers und seiner Vermehrung durch locale Ausströmungen, so kann ein Gehalt von ungefähr 0,04 auf 100 Gewichtstheile als ein constanter und wesentlicher Bestandtheil der atmosphärischen Luft betrachtet werden.

Weit veränderlicher noch ist das Verhältniss des Wasserdampfs in der Atmosphäre. Es steigt mit der Temperatur und

mit der Feuchtigkeit des Bodens, oder der Ausdehnung vorhandener Wassermassen. Der Gehalt an Wasserdampf ist daher am grössten über Meeren, See'n, Sümpfen, am kleinsten im Inneren grosser und wasserleerer Festländer; er ist grösser am Tage, als in der Nacht, im Sommer als im Winter, und wächst von den Polen dem Aequator zu. Enthält die Luft die grösstmögliche Menge von Wasserdampf, oder ist sie damit gesättigt, so kommen (n. Muncke in *Gehler* Art. *Dampf*) auf 100 Gewichtstheile gesättigter atmosphärischer Luft, bei einem Barometerstand von 28 Zoll und einer Temperatur von

− 5° C	0,20	Theile	Wasserdampf
0	0,30	—	—
+ 5	0,45	—	—
10	0,66	—	—
15	0,95	—	—
20	1,35	—	—
25	1,88	—	—
30	2,57	—	—

In mehreren Gegenden (Pietramala und Barigazzo auf den Apenninen von Florenz; Taman; Baku) strömt in grosser Menge Wasserstoffgas aus dem Boden; es wird ferner dieses Gas erzeugt bei der Zersetzung organischer Substanzen, bei jeder Wasserzersetzung durch Oxydation der Metalle und anderen Processen. Dennoch ist es bis jetzt nicht gelungen, mit Sicherheit diese Gasart in der Atmosphäre wieder aufzufinden. Boussingault *(A. d. Ch. 57)* hat indess schwache und veränderliche Spuren, wahrscheinlich von Kohlenwasserstoff nachgewiesen. Nach Daniell *(Instit. Jan. 42)* soll durch die Zersetzung der schwefelsauren Salze des Meerwassers oder der Sumpfwasser durch Vegetabilien an den Küsten und über Sümpfen sich Schwefelwasserstoffgas entwickeln und Ursache werden der aria cattiva in Italien, der Fieberluft von Westafrika, des Jungliefiebers in Ostindien. Das wahre Wesen der durch die Atmosphäre verbreiteten Krankheitsstoffe oder Miasmen hat sich jedoch bis jetzt jeder Nachforschung entzogen.

Spuren von Salzsäure, Kochsalz und anderen salzsauren Salzen, die bei der Verdampfung mechanisch fortgerissen werden und längere Zeit in der Atmosphäre schwebend bleiben, sind vorzüglich an den Meeresküsten aufgefunden worden. Das bei Gewit-

tern fallende Regenwasser enthält (n. Liebig) stets Spuren von Salpetersäure, die sich wahrscheinlich durch elektrische Entladungen aus den Bestandtheilen der atm. Luft bildet.

Ob die gegenwärtige Beschaffenheit der Atmosphäre zu allen Zeiten dieselbe gewesen sei, ist uns eben so unbekannt, als der Weg, den die Natur befolgt, um, ungeachtet der fortwährenden Veränderung, welche am Erdboden die Menge des Sauerstoffes und der Kohlensäure erleiden muss, dennoch die Gleichförmigkeit der Verhältnisse der drei Stoffe zu erhalten. Zur Erklärung von Thatsachen, mit denen uns die Untersuchung der älteren Perioden der Erdgeschichte bekannt macht, haben einige Naturforscher (Ad. Brongniart, Bischof) für jene Zeiten einen beträchtlich stärkeren Gehalt an Kohlensäure, andere (v. Charpentier) eine grössere Menge von Wasserdampf angenommen.

Die Untersuchung der atmosph. Luft auf ihren Gehalt an Sauerstoff bildet einen Theil der analytischen Chemie und heisst Eudiometrie, der hiezu dienende Apparat Eudiometer. Man lässt den Sauerstoff verzehren, z. B. durch Schwefelkalium (Scheele), oder durch Oxydation von Phosphor (Berthollet, Brunner), und misst den Rückstand von Stickgas, oder wägt die Gewichtszunahme des Phosphor; oder man verbindet durch den elektrischen Funken oder durch Platinschwamm den Sauerstoff mit Wasserstoff zu Wasser und misst das zurückbleibende Stickgas (Volta, Döbereiner); oder man lässt den Sauerstoff durch glühendes Eisen oder Kupfer verzehren, die man vorher und nachher abwägt (Brunner, Dumas).

Der Gehalt an Kohlensäure wird gefunden, indem man die Säure mit einer Erde, z. B. Baryterde (de Saussure) zu einem kohlensauren Salze verbindet und aus dem Gewicht desselben dasjenige der Säure berechnet; oder durch Absorption der Kohlensäure im Anthrakometer.

Die Bestimmung des Wasserdampfs ist der Zweck der Hygrometrie. Die bekanntesten Hygrometer sind das Haarhygrometer von de Saussure, das Fischbeinhygrometer von de Luc, beide bestimmen den Dampfgehalt durch die Ausdehnung oder Verkürzung der genannten organischen Substanzen; das Hygrometer von Daniell, welches die Temperatur des Thaupunktes, d. h. den Thermometergrad angibt, bei welchem sich in der untersuchten Luft ein wässeriger Niederschlag bildet; das Psychrometer von August, durch welches die durch Verdampfung von Wasser erzeugte Temperaturerniedrigung und hieraus der Thaupunkt und der Dampfgehalt bestimmt werden.

Literatur: v. Humboldt, *Versuche über die chem. Zerlegung des Luftkreises*, 1799; Berger (viele Zerlegungen der atm. Luft um Genf, im Jura und auf den Alpen) *Journ. de Ph.* 56; Seguin (Luft aus den Theatern von Paris) *Ann. de Ch.* 89; E. Davy (Luft aus den Spitälern von Cork) *Ann. of. Philos.* 11; v. Humboldt und Gay-Lussac (Luft aus der mit dem Aerostat erreichten Höhe und aus der Ebene bei Paris) *Journ. de Ph.* 60; Dumas und Brunner im *l'Institut Sept.* 1841. — Th. de Saussure (über den Gehalt an Kohlensäure), *Bibl. univ. I.* und *Ann. de Ch.* 44. — H. de Saussure, *essai sur l'hygrometrie*, 1783; de Luc, *idées sur la météorologie*, 1787; Daniell, *meteorological essays and observations*, 1823; August, *über die Fortschritte der Hygrometrie*, 1830. Zusammenstellung der Resultate in Kæmtz *Meteorol. I*; Muncke, Art. *Atmosphäre* im *neuen Gehler*; Berzelius, *Chemie I*; Leop. Gmelin, *Handb. der Chemie*, 1843, *I.*

33. Mittlerer Druck der Atmosphäre am Meeresspiegel.

Der atmosphärische Druck wird gemessen durch die Höhe der Quecksilbersäule im Barometer, die ihm das Gleichgewicht hält. Damit die einzelnen Barometerhöhen unter sich vergleichbar seien, müssen sie auf dieselbe Temperatur des Quecksilbers und auf eine gleiche Intensität der Schwere reducirt werden; demselben Luftdrucke wird nämlich bei höherer Temperatur oder bei verminderter Schwere eine längere Quecksilbersäule entsprechen, bei tieferer Temperatur, oder bei grösserer Schwere eine kürzere.

Der Luftdruck ist auf derselben Stelle nicht constant, das Barometer ist fortwährend in Bewegung, bald steigend, bald fallend, Das arithmetische Mittel aus einer grösseren Anzahl von Barometerständen heisst der mittlere Druck der Atmosphäre, und, wenn man die Anzahl der Stände hinreichend gross und diese so wählt, dass alle störenden Einflüsse sich möglichst genau ausgleichen, so ist dieser mittlere Druck für einen gegebenen Ort eine constante Grösse; es ergibt sich z. B. aus einer zehnjährigen Folge zweckmässig vertheilter Barometerstände derselbe mittlere Stand, wie aus den Ständen der zehn vorhergehenden oder nachfolgenden Jahre. Dass auch nach längeren Zeiträumen die mittleren Stände diese unveränderliche Grösse bewahren, lässt sich zwar, bei dem Mangel genauer Beobachtungen aus älterer Zeit, nicht entschieden behaupten, man hat jedoch keinen Grund, das Gegentheil anzunehmen.

Die Gesetze des Gleichgewichts in der Atmosphäre scheinen zu verlangen, dass auf allen Punkten des Meeresspiegels der mittlere Luftdruck derselbe sei. Eine constante Vermehrung oder Vermin-

derung dieses Luftdrucks kann indess aus vorherrschend in gleichem Sinn wirkenden Störungen des Gleichgewichts hervorgehen, z. B. aus dem Vorherrschen niedersteigender oder aufsteigender Luftströme, und es lässt sich daher, bei Vergleichung der Barometerstände verschiedener Küstenorte, keine vollkommene Uebereinstimmung erwarten. Aus den Beobachtungen ergibt sich eine geringe Verminderung des Luftdrucks unter dem Aequator, eine geringe Vermehrung desselben unter den Wendekreisen und eine Verminderung in hohen Breiten. Es ist nämlich (n. Schouw) die mittlere Barometerhöhe am Meeresspiegel in franz. Linien

Breite	Ohne Schwere-Correct.	Mit Schwere-Correct.
zwischen 0^0 und 15^0	337‴,0 bis 338‴,0	336‴,0 bis 337‴,0
— 15 — 30	338,0 — 339,0	337,0 — 338,5
— 30 — 45	339,0 — 337,5	338,5 — 337,5
— 45 — 70	337,5 — 333,0	337,5 — 333,6

Der normale mittlere Luftdruck lässt sich gleich 337‴,5 setzen. Die starke Erniedrigung in der Nähe des Polarkreises ist aus Beobachtungen auf Island und Grönland abgeleitet worden, sie scheint sich aber auch für die südliche Halbkugel, nach Beobachtungen an der Magellansstrasse ($53\frac{1}{2}^0$ S), zu bestätigen.

In Gemengen verschiedener Gasarten verhält sich, nach Dalton, jede einzelne so, als ob die übrigen nicht vorhanden wären, d. h. sie erfüllt den ganzen Raum mit zunehmender Dichtigkeit von Oben nach Unten. Die Atmosphäre besteht demnach aus eben so vielen besonderen Atmosphären, als sie verschiedenartige Gemengtheile hat, jede dieser Atmosphären übt ihren besonderen Druck auf das Barometer aus, und dieses gibt die Summe aller dieser einzelnen Pressionen an.

Nächst den zwei Hauptbestandtheilen der Atmosphäre übt nur die Kohlensäure und der Wasserdampf einen messbaren Einfluss auf den Barometerstand aus. Setzt man im Mittel auf 100 Theile atm. Luft den Gehalt an Kohlensäure auf 0,04, an Wasserdampf auf 1,00, so dass der Sauerstoff noch 22,76, der Stickstoff 76,20

Gewichtstheile beträgt, so ergibt sich in dem Gesammtdruck von 337‴,5 der Druck des Stickstoffs gleich 250,61

—	—	—	Sauerstoffs	— 84,60
—	—	—	Kohlensäuregas	— 0,20
—	—	—	Wasserdampfs	— 2,09
				337,50

Da der Druck der Wasserdampfatmosphäre sehr veränderlich ist, so erklärt sich ein Theil der Schwankungen und Ungleichheiten der Barometerstände aus dem Einfluss desselben auf den Gesammtdruck, und die Gleichförmigkeit des mittleren atmosphärischen Drucks am Meeresufer in verschiedenen Breiten, oder an demselben Orte in verschiedenen Jahreszeiten, würde grösser ausfallen, wenn nur der Druck der trockenen Gasarten verglichen werden könnte. Die Seltenheit zuverlässiger hygrometrischer Beobachtungen gestattet jedoch nicht, diese Correction an den barometrischen Mitteln anzubringen. Nimmt man den Dampfgehalt im Maximum an, so lässt sich sein Druck für die gegebenen Barometerstände und Breiten ungefähr wie folgt ansetzen

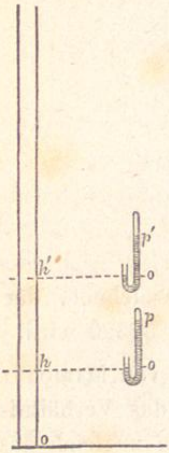
Breite	Druck der Dampfatmosphäre.	Druck der trockenen Gase
0 bis 15	16‴ bis 15‴	321‴ bis 322‴
15 — 30	15 — 11	322 — 326
30 — 45	11 — 5	326 — 332
45 — 70	5 — 1,6	332 — 331

so dass der barometrische Druck der dampffreien Atmosphäre vom Aequator nach den Polen hin zuzunehmen scheint.

Auf die Ungleichheit des mittleren Luftdrucks am Meeresufer hat zuerst A. v. Humboldt aufmerksam gemacht; die Depression am Aequator erklärt sich, nach demselben, aus dem aufsteigenden Luftstrom, der durch die höhere Erwärmung dieser Zone bewirkt wird. Dass der höchste Barometerstand in die Nähe der Wendekreise falle, bestätigten später Beechey und J. Herschel. Die vollständigste Zusammenstellung der hierüber bekannt gewordenen Thatsachen lieferte Schouw.

Literatur: Muncke, Art. *Atmosphäre* und *Barometer* im *neuen Gehler*; Kæmtz, *Meteorol. II*; — *Vorles. über Meteorol.*; Benzenberg, *die Dalton'sche Theorie*, 1830; A. v. Humboldt, *Relat. hist. III*; Egen, *in Poggd. Ann.* 11; Erman, *in Poggd. Ann.* 23; Schouw, *in Poggd. Ann.* 26; Poggendorff, *Ann.* 37; Dove, *Repert. IV.*; Forbes, *Abriss. der Met. v.* Mahlmann, 1836.

34. Abnahme des Luftdrucks in der Höhe.



Sofern die Dichtigkeit der atmosphärischen Luft in allen Höhen dieselbe wäre, müsste, wenn man sich in der Atmosphäre erhebt, der vom Barometer angegebene Luftdruck für gleiche Zunahme der Höhe stets um gleich viel abnehmen. Bezeichnet man daher die in den Höhen h, h′ beobachteten Barometerstände mit p, p′, so wäre stets

$$h' - h = C\,(p - p')$$

wo C das constante Verhältniss der Dichtigkeit der Luft zur Dichtigkeit des Quecksilbers ausdrückt, d. h. das Gewicht der Luftsäule h′—h würde in allen Höhen mit dem Gewicht einer p—p′ hohen Quecksilbersäule im Gleichgewicht stehen. Die Dichtigkeit der Luft vermindert sich aber nach ihrer oberen Grenze zu, weil der Druck, unter dem sie steht, immer geringer wird, und man wird daher in grösserer Entfernung vom Erdboden länger steigen müssen, als zunächst über demselben, um dieselbe Verminderung der Barometerhöhe zu beobachten.

Unter der Voraussetzung, dass die Schwere und Temperatur bis an die obere Grenze der Atmosphäre unverändert bleiben, nehmen die Barometerhöhen in einer geometrischen Reihe ab, wenn die Höhen um gleiche Grössen zunehmen. Bezeichnet P den Luftdruck an der Erdfläche, und e den Quotienten des in der Höhe $= 1$ statt findenden Luftdrucks durch P, so entsprechen den Höhen

$$0,\ 1,\ 2,\ 3,\ \ldots\ h\ \ldots\ h'\ \ldots$$

die Barometerhöhen $P,\ eP,\ e^2P,\ e^3P,\ \ldots\ e^hP\ \ldots\ e^{h'}P\ \ldots$

worin e nothwendig kleiner als 1 und von der gewählten Längeneinheit abhängig ist. Beobachtet man z. B., bei einer Temperatur von 0^0, das Barometer von 1000 zu 1000 Fuss, so findet man

$$e = 0{,}96$$

und die Reihe der Barometerstände für Höhen, die um 1000 Fuss zunehmen, wird

337,5; 324,0; 311,1; 298,6; 286,7; 257,2 . . .

so dass dieselben in der Tiefe um etwas mehr als einen Zoll, in grösseren Höhen um etwas weniger abnehmen.

Setzt man wieder die in den Höhen h, h′ beobachteten Barometerstände gleich p, p′, so ist nun

$$p = e^{h}P, \quad p' = e^{h'}P,$$

oder $$h \log e = \log \frac{p}{P}, \; h' \log e = \log \frac{p'}{P}$$

also $$h' - h = \frac{1}{\log e} (\log p' - \log p)$$

oder, da log e negativ ist,

$$h' - h = K (\log p - \log p'),$$

wo K einen constanten positiven Coefficienten bezeichnet, der, wenn die Längeneinheit der franz. Fuss ist, gleich 56320 wird.

Die Dichtigkeit der Luft ist, nach dem Gesetz von Mariotte, proportional dem auf sie ausgeübten Druck, und das Verhältniss der Barometerstände in verschiedenen Höhen ist also zugleich dasjenige der Luftdichtigkeit in diesen Höhen. Berechnet man nach der letzten Formel die Dichtigkeit der Luft für grössere Höhen, und setzt diejenige an der Erdoberfläche = 1, so findet man folgende Werthe

Höhen.	Dichtigkeit.	Barometerstand.
10 Meilen	0,00009	0‴,03
8 —	0,00057	0,19
5 —	0,00939	3,17
2 —	0,15463	52,19
1 —	0,39344	137,79
0 —	1,00000	337,50

In der Höhe von 8 Meilen übertrifft daher die Verdünnung der Luft bereits diejenige, die wir mit den vorzüglichsten Luftpumpen zu erreichen vermögen.

Auf ähnliche Weise lässt sich die Dichtigkeit berechnen, welche die Luft in dem Inneren der Erde erhalten müsste, wenn sie in grösseren Tiefen sich unter dem Druck der auf ihr stehenden Atmosphäre befände. Es ergeben sich nämlich in diesem Fall folgende Resultate, worin die Dichtigkeit des Wassers als Einheit angenommen und der Barometerstand in Fussen ausgedrückt ist:

Tiefe.	Dichtigkeit.	Barometerstand.
0 Meilen	0,0013	2',35
1 —	0,0033	5,97
2 —	0,0084	15,19
5 —	0,1386	250,17
8 —	2,2833	4120,70
10 —	14,7846	26681,52

Da schon in der geringen Tiefe von 10 Meilen, dem 86ten Theile des Erdhalbmessers, die Dichtigkeit der Luft derjenigen des Quecksilbers gleich wäre und die mittlere Dichtigkeit der Erde weit überstiege, so ist es sehr unwahrscheinlich, dass das Gesetz von Mariotte, auf welches unsere Rechnung gestützt ist, in dieser Tiefe noch Geltung habe.

Sofern die Atmosphäre ein Gemenge so vieler einzelner Atmosphären ist, als sie verschiedene Gase enthält, muss für jede dieser einzelnen Atmosphären ein besonderes Gesetz der Abnahme des Drucks mit zunehmender Höhe statt haben, da schwerere Gase sich stärker als leichtere zusammendrücken, und hieraus muss nothwendig für verschiedene Höhen ein verschiedenes quantitatives Verhältniss der Gase hervorgehen. Ob diese Ungleichheit wirklich statt finde, lässt sich nach den wenigen Luftanalysen aus grösseren Höhen nicht entscheiden, da sich, in Folge der beständigen Mengung höherer und tieferer Luftschichten durch die Winde, der geringe Unterschied nur in den Mittelresultaten zahlreicher Versuche zeigen könnte.

35. Winde.

Wäre die Veränderlichkeit der Dampfatmosphäre die einzige Ursache der Schwankungen des Barometers, so müsste im Sommer das Barometer in der Regel höher stehen, als im Winter, vor dem Regen höher, als nach dem Regen, was nicht der Fall ist. Offenbar stehen diese Schwankungen aber auch in engster Verbindung mit der Ungleichheit des Drucks, den die trockene Atmosphäre selbst ausübt; das Barometer steigt, wenn die Luftmasse über ihm vermehrt, es fällt, wenn sie vermindert wird, und die Bewegung der Luft, welche die Ursache dieser Störung des Gleichgewichts ist, oder umgekehrt, durch diese veranlasst wird,

ist der Wind. Es können die Winde horizontal, oder schief, oder vertical auf- oder niedersteigend, es können mehrere zugleich über oder neben einander nach verschiedenen Richtungen strömen; die Breite der Strömung und ihre Längenausdehnung kann sich nur auf wenige Fuss oder Klafter, sie kann aber auch über eine ganze Erdzone sich erstrecken, und eben so verschieden ist die Geschwindigkeit oder Stärke der Winde.

Man benennt die Winde nach der Gegend des Horizonts, oder nach den Punkten der Windrose, aus denen sie herkommen, und unterscheidet gewöhnlich acht Winde, N, NO, O, SO, S, SW, W, NW; seltener werden auch die acht Zwischenwinde berücksichtigt.

Offenbar zeigt der Wind sich zuerst an der Stelle, an welcher das Gleichgewicht der Atmosphäre eine Störung erleidet und pflanzt von da rückwärts oder vorwärts sich fort, je nachdem die Störung ein Zufliessen oder ein Abfliessen erzeugt. Entsteht z. B. über einer Stelle durch Feuer eine aufsteigende Luftströmung, so wird zuerst die unmittelbar angrenzende Luft die aufgestiegene ersetzen, dann die weiter entfernte die Stelle der vorigen einnehmen u. s. w., es wird z. B. der Ostwind in westlicheren Gegenden sich früher zeigen, als in östlicheren; der aufsteigende Strom selbst aber wird in der Tiefe früher bemerkbar sein, als in der Höhe; jener wird seiner Strömung entgegen, dieser mit der seinigen in gleichem Sinn fortschreiten.

Die Richtung des Windes in der Nähe der Erdfläche wird angegeben durch die Windfahnen, in grösserer Höhe durch den Zug der Wolken. Viele Winde, besonders auf- und niedersteigende, und die in der oberen Atmosphäre herrschenden bleiben unbemerkt.

Weit unvollkommener noch sind die Angaben über die Stärke des Windes. In den meteorologischen Tagbüchern gibt man sie nach einer Schätzung an, als schwacher, mässiger, lebhafter Wind, Sturm, heftiger Sturm, oder durch die Zahlen 1, 2, 3, 4, 5, die nach gleicher Ordnung wie jene Bezeichnungen auf einander folgen. Zu genaueren Bestimmungen dienen Anemometer, welche die Stärke des Windes messen, entweder durch die Anzahl von Umdrehungen kleiner Flügel, nach Art der Windmühleflügel (Anem. von Dinglinger, Schober, Woltmann), oder durch den Winkel, den ein vom Wind gegebenes Pendel mit der Verticale bildet (Anem. von Oertel und Schmidt), oder durch den Druck auf die Flüssigkeit in einer knieförmig gebogenen Röhre, deren eine Oeffnung dem

Winde zugekehrt ist (Anem. von James Lind), oder durch die Erkältung, die der Wind an einem Thermometer hervorbringt (Anem. von Leslie), oder durch noch andere Mittel. Mässige Winde haben eine Geschwindigkeit von 10 bis 15 Fuss in der Secunde, bei lebhaften Winden und Stürmen steigt sie bis auf 50 Fuss, und bei den heftigsten Sturmwinden will man Geschwindigkeiten von mehr als 100 Fuss beobachtet haben. Gewöhnlich wechseln Stösse grösserer Intensität mit Momenten schwächerer Strömung ab.

Literatur: Kæmtz, *Meteorol.* 1; *Vorles. über Meteorol.*; Muncke, im *neuen Gehler*, Art. *Windmesser*.

IV. DAS FLÜSSIGE UNTER DEM EINFLUSS DER SCHWERE.

36. Verbreitung und Bestandtheile der stehenden Gewässer.

Der tropfbar flüssige Theil der Erdmasse bildet nicht wie der gasförmige eine gleichförmige Schale, sondern wird durch die Unebenheiten der festen Erdmasse in verschiedene Becken getheilt, in welchen das Wasser, sofern nicht störende Kräfte auf dasselbe einwirken, sich in stabilem Gleichgewicht, als stehendes oder ruhendes Wasser befindet. Die zusammenhängenden, oder nur durch kurze Canäle getrennten Wassermassen heissen das Meer, oder, vereinzelt, die Meere, die abgeschlossenen, oder durch längere Ströme mit dem Meer verbundenen Wassermassen heissen See'n.

Die Oberfläche der Meere verhält sich zu derjenigen des Landes nahe wie 57 : 20, oder wie 3 : 1. Theilt man die Erdfläche in zwei Hemisphären so, dass die eine das meiste Land, die andere das meiste Wasser enthalte, so fällt der Pol der Landhemisphäre in die Nähe von Cherbourg, in den Englischen Canal.

Die Tiefe der grösseren Meere ist unbekannt. Aus astronomischen Gründen schloss Laplace, diese Tiefe könne nicht grösser, oder kaum so gross sein, als die Höhe der Gebirge über dem Meer; die grössten von Dupetit-Thouars auf der Reise der Venus gemessenen Tiefen waren, S von Cap Horn, 4000 Meter, in der Südsee, S von den Inseln Bunker, 3790 Meter; indess sollen von J. Ross im südlichen Atlant. Meere Tiefen gemessen worden sein, die bis auf 30,000 Fuss gehen. —

Das Meerwasser enthält als Hauptbestandtheil Chlornatrium, oder Kochsalz, und in geringerer Menge mehrere andere Salze.

Das Verhältniss dieser Salze in freien Meeren ist ziemlich constant; es steigt in Meeren, die stark verdampfen, oder in denen sich Eis bildet; es wird schwächer in Binnenmeeren und Meerbusen, in welche mächtige Ströme sich ergiessen, sofern die Verdampfung diesen Zufluss nicht überwiegt, oder an Stellen, wo viel Regen fällt, oder grössere Eismassen zum Schmelzen kommen. Nach Analysen des Wassers aus dem nördlichen Atlantischen Meer von Marcet, aus dem Mittelländ. Meer von Laurens, kommen an festen Bestandtheilen auf 1000 Theile Wasser

	Mittelländ. Meer.	Atlant. Meer.
Chlornatrium	27,22	26,60
Chlormagnesium	6,14	5,15
Chlorcalcium	—	1,23
Schwefels. Talkerde	7,02	—
Schwefels. Kalkerde	0,15	—
Schwefels. Natron	—	4,66
Kohlens. Kalkerde	0,01	—
Kohlens. Talkerde	0,19	—
Kali	0,01	—
Feste Bestandtheile	40,74	37,64

Pfaff hat auch Spuren von Jod und Balard nicht unbeträchtliche Spuren von Brom nachgewiesen. Im Wasser des Meeres und der Flussmündungen der westlichen afrikanischen Küste hat Daniell bedeutende Mengen von freiem Schwefelwasserstoffgas aufgefunden.

Die Vergleichung des Wassers verschiedener Meere gab folgende Resultate, worin die festen Bestandtheile auf 1000 Theile Wasser berechnet sind:

	Specif. Gewicht.	Bestand-theile	Unters. von
Nördliches Polarmeer	1,02727	39,0	Marcet
Nördliches Atlant. Meer	1,02886	42,6	—
Am Aequator	1,02785	39,2	—
Südliches Atlant. Meer	1,02819	41,2	—
Weisses Meer	1,02255	32,2	—
Ostsee	1,00490	6,6	—
Schwarzes Meer	1,01365	17,7	Goebel
Mittelländisches Meer	1,02730	39,4	Marcet

Nach den Bestimmungen von Lenz ist das Atlantische Meer salzreicher als die Südsee und als das Indische Meer, und dieses nimmt an Salz zu, so wie es sich dem Atlantischen nähert. In jedem der drei Oceane hat das Meer in zwei Gegenden, die eine N, die andere S vom Aequator den grössten Salzgehalt, und dieser nimmt von da aus, sowohl nach dem Aequator, als nach den Polen zu, ab. Bis in die Tiefe von 6000 Fuss fand Lenz den Salzgehalt nicht verschieden von demjenigen der Oberfläche.

Die Ausdehnung der S e e'n steigt von der meist geringen Grösse der Gebirgs- oder Steppensee'n bis zu sehr beträchtlichen Wasserflächen. Der Ladogasee ist grösser als die halbe Schweiz, der Baikalsee kömmt an Oberfläche dem Adriatischen Meere gleich, der Obersee, Michigan und Huronsee sind zusammen grösser als Frankreich. Die kleineren See'n ersetzen oft durch ihre grosse Zahl, was jedem an Grösse abgeht, so in Canada, Schweden, Finnland. Die Tiefe der See'n steht meist im Verhältniss zur Höhe der Ufer; der Genfersee hat bei Evian 920 Fuss Tiefe, der Thunersee ist bis 720 Fuss, der Luzerner- und Zürichsee bis 600 Fuss tief.

Das Wasser der B i n n e n s e e'n zeigt grössere Verschiedenheit, als dasjenige der Meere. In der Mehrzahl grösserer See'n (Nordamerika, Schweiz, Russland) ist das Wasser ziemlich rein und als Süsswasser zu betrachten; in anderen Gegenden (Asiatische Steppen, Nordafrika) ist es brackisch, oder salzig, meistens durch Aufnahme von Chlornatrium, oder Chlormagnesium, seltener durch den Gehalt an anderen Salzen (Natronsee'n in Aegypten und Ungarn, Boraxsee in Tübet); in einigen See'n übertrifft der Gehalt aufgelöster Substanzen den des Meerwassers sehr bedeutend.

Nach den Bestimmungen von Tingry, Goebel, Marcet und C. G. Gmelin enthalten 1000 Theile Wasser aus dem

Genfersee.		Eltonsee im G. Saratow.	
Specif. Gewicht	1,00015	Specif. Gewicht	1,27288
Kohlens. Kalkerde	0,0703	Chlornatrium	131,2
Kohlens. Talkerde	0,0070	Chlormagnesium	105,4
Schwefels. Kalkerde	0,0352	Schwefels. Talkerde	16,7
Schwefels. Talkerde	0,0346	Chlorkalium	2,2
Chlormagnesium	0,0087		
Thon- u. Kieselerde	0,0016	Feste Bestandth.	255,5 Goebel
Feste Bestandth.	0,1574 Tingry		

Urmiasee in Armenien.		Todtes Meer in Palästina.	
Specif. Gewicht	1,16507	Specif. Gewicht	1,21223
Chlornatrium	170,0	Chlormagnesium	117,7
Chlormagnesium	20,6	Chlornatrium	70,8
Schwefels. Natron	80,5	Chlorkalium	16,7
		Chlorcalcium	32,1
Feste Bestandth.	271,1 Marc.	Chloraluminium	0,9
		Chlormangan	2,1
		Brommagnesium	4,4
		Salmiak	0,1
		Schwefels. Kalk	0,5
		Feste Bestandth.	245,3 Gmel.

Marsili (*hist. phys. de la mer*, 1725) sucht den Ursprung des Salzgehalts der Meere in der Auflösung ausgedehnter Lager von Steinsalz im Meeresgrunde, während Buffon u. a. umgekehrt die Steinsalzlager von vertrockneten Salzteichen und Meeren herleiten. Nach Halley, dem zum Theil auch Buffon beipflichtet, wird das Salz den Meeren durch die Flüsse zugeführt, die es im Inneren des Bodens auflösen, und, da in der Verdampfung der Salzgehalt zurückbleibt, so soll sich allmählig in den Meeren derselbe bis zu seinem jetzigen Betrag angehäuft haben; eine Ansicht, die auch neben derjenigen von Marsili bestehen kann. Auch Goebel leitet den Salzgehalt der Steppensee'n von demjenigen ihrer Zuflüsse ab, die den ihrigen aus dem Boden auflösen. Den Ursprung der Stöcke und Lager von Steinsalz im Inneren des Bodens ist aber Fichtel (*Geschichte des siebenbürg. Steinsalzes*, 1780) und mit ihm die neuere Geologie geneigt, mit vulcanischen oder analogen Processen in Verbindung zu setzen.

Instrumente zur Messung der Tiefe von Meeren und See'n heissen Bathometer; die einen sind nach dem Princip des Piezometers construirt und bestimmen die Tiefe aus dem Druck, den ein eingeschlossenes Luftvolumen erleidet; andere werden durch ein Gewicht zum Niedersinken gebracht, dieses löst auf dem Grunde sich ab, und aus der Zeit, die das Instrument verlangt, um niederzusinken und wieder aufzusteigen, wird die Tiefe bestimmt; man bedient sich auch des gewöhnlichen Senkblei's oder der Sonde.

Literatur: Unter den zahlreichen Analysen und Dichtigkeitsbestimmungen des Meerwassers sind besonders zu beachten diejenigen von Horner, *Reise von Krusenstern*, 1812; Marcet, *Philos. Trans.*, 1819; John Davy, *Philos. Trans.*, 1827; Gay-Lussac und Despretz, *Ann. de Ch.* 6 und 7; Chamisso, *Reise von Kotzebue*, 1821; Lenz, *zweite Reise von Kotzebue*, 1830; Laurens, *Journ. de Pharm.*, 1835; Goebel, *Reise in die Steppen des südlichen Russlands*, 1838; Zusammenstellung der älteren von Muncke, Art. *Meer* im *neuen Gehler*. — Analysen des Wassers von Salzsee'n gaben Marcet, *Ann. of Phil.* 14; C. Gmelin, in *Würtemb. naturw. Abhandl.*, 1827; Goebel, in der angeführten Reise und hieraus in *Poggd. Ergänzungsbd. zu* 51; Daubeny, *état actuel de nos connaiss. relat. aux eaux minérales et thermales*, im *Inst.* 6 *et* 7; s. auch Muncke, Art. *See*, im *neuen Gehler*.

Stehende Gewässer

37. Gleichgewicht und Druck stehender Gewässer.

Die Oberfläche der Meere und See'n muss in jedem Punkte derselben senkrecht sein auf die Mittelkraft der Schwere und Schwungkraft (23); ihre Gestalt muss daher übereinstimmen mit der aus den Pendelversuchen abgeleiteten Gestalt der Erdoberfläche. Das Gleichgewicht zwischen communicirenden Meeren und See'n verlangt, dass ihre Oberflächen, wenn man sie durch die sie trennenden Landmassen hindurch nach der Krümmung der Erdoberfläche fortgesetzt denkt, genau zusammentreffen, d. h. in die nämliche Fläche fallen. Diese Fläche heisst das allgemeine Niveau der Meere, oder der Meeresspiegel. Gewässer, die über demselben liegen, werden, so fern sie nicht durch Dämme eingeschlossen sind, abwärts strömen, tiefer liegende Räume, wenn sie mit dem Meere in Verbindung stehen, von ihm ausgefüllt werden. Das allgemeine Niveau der Meere ist daher dasjenige der grossen und offenen Oceane.

Aus der (27) bewiesenen Thatsache, dass die mittlere Dichtigkeit der Erde grösser ist, als die Dichtigkeit des Wassers, folgt, nach der Berechnung von Laplace, dass das Gleichgewicht der Meere ein stabiles ist. Keine aus dem Princip der Schwere ableitbare Ursache, wie Ebbe und Fluth, ungleicher Druck, veränderte Stellung der Erde u. s. w., wird mehr als eine vorübergehende Störung jenes Gleichgewichts bewirken, und z. B. länger anhaltende Ueberschwemmungen der Continente herbeiführen können.

Ein Niveauunterschied benachbarter Meere ist häufig behauptet, aber nur in wenigen Fällen mit Sicherheit nachgewiesen worden. Das Mittelländische Meer soll tiefer liegen, als das Atlantische; ein directes Nivellement durch Süd-Frankreich (von Coraboeuf) ergab jedoch nur eine Depression von 2¼ Fuss, welche auf eine so beträchtliche Entfernung durch keine noch so sorgfältige Messung verbürgt werden kann. Dagegen soll (nach der Messung von Lepère) das rothe Meer 25 bis 30½ Fuss höher sein, als das Mittelländische. — Man hat auch geglaubt, einen bedeutend hohen Stand des Caraibischen und Mexikanischen Meerbusens, sowohl über dem Grossen, als über dem Atlantischen Ocean annehmen zu sollen; nach neueren Messungen (von Lloyd und Falmark) wäre jedoch das mittlere Niveau der Südsee bei Panama um 3,52 engl. Fuss

höher, als dasjenige des Caraibischen Meeres zu Chagres, zur Zeit der höchsten Fluth 13′,55 höher, zur Zeit der tiefsten Ebbe 6′,51 niedriger, indem auf der Westseite der Landenge die Fluth sehr hoch, auf der Ostseite nur wenig ansteigt. Ein durch Florida geführtes Nivellement ergab für die Höhe des Mexikanischen Meerbusens über das Atlantische Meer nur die ganz verschwindende Grösse von 7½ Zoll.

Eine dauernde Veränderung im Niveau des Meeres, die ihren Grund in einer Vermehrung oder Verminderung des Halbmessers der Wasserkugel hätte, müsste an allen Küsten zugleich beobachtet werden und überall dieselbe Grösse haben. Ein allgemeines Fallen des Meeresspiegels könnte bewirkt werden, durch eine Verminderung der Wassermasse, in Folge chemischer Verbindungen des Wassers mit anderen Stoffen, oder durch progressive Verdampfung, oder durch das Eindringen des Wassers in Höhlen, Spalten, oder feine Poren der Erdmasse. Ein allgemeines Steigen der Meere könnte die Folge sein einer fortdauernden Vermehrung des Wassers auf der Erde, oder der allmähligen Erhöhung des Grundes durch die von den Küsten sich losreissenden, oder von den Strömen zugeführten Stoffe.

Dass in den historischen Zeiten eine Veränderung des Niveau's der See an mehreren Küsten statt gefunden habe, und zum Theil noch jetzt fortschreite, wird durch viele Thatsachen bewiesen; allein die Veränderung ist keineswegs an allen Küsten eine übereinstimmende; an den einen werden die Ufer seichter, das Meer scheint sich von der Küste zurückzuziehen (Schweden, Chili), an anderen scheint umgekehrt der Meeresspiegel zu steigen (Grönland, Dalmatien, Syrien), an noch anderen hat offenbar abwechselnd ein Fallen und Steigen des Meeres statt gefunden (Serapistempel zu Pozzuoli). — Noch weniger Uebereinstimmung zeigen die Spuren, die das Meer aus vorhistorischen Zeiten zurückgelassen hat. Man findet Küstenbildungen, die nahezu aus derselben Epoche herstammen müssen, auf Höhen, die mehrere Tausende von Fussen von einander abweichen (Austerbänke der Molasse in der Schweiz und in der Provence), und Ablagerungen aus einer viel älteren Zeit, die unter sich ebenfalls gleichzeitig sein müssen, kommen, theils tiefer als die tiefsten, theils höher als die höchsten jener

jüngeren Bildungen vor (Kalkbänke mit Exogyra Couloni in den Alpen und bei Nizza). Es lässt sich daher aus diesen Thatsachen kein Beweis für eine von der gegenwärtigen verschiedene Höhe des Meeresniveau's in älterer Zeit herleiten, und eben so wenig lässt sich diese Annahme durch andere Vordersätze mit Sicherheit begründen. Ob nämlich die Verminderung oder die Vermehrung des Wassers auf chemischem Wege überwiege, oder, ob beide sich compensiren, ist unmöglich auszumitteln; und nicht leichter wäre es zu entscheiden, ob mehr oder weniger Wasser in den Erdboden eindringe, in die leeren Räume, die z. B. durch den Ausfluss von Laven, oder die Auflösungen der Quellwasser entstehen müssen, als aus den Meeresbecken verdrängt wird durch die Ablagerungen, welche die Ströme, die Erosion an den Küsten, die Erzeugnisse der marinen Thiere und Pflanzen verursachen.

Da das Wasser nur in sehr geringem Grade compressibel ist, so nimmt in grösserer Tiefe seine Dichtigkeit nicht beträchtlich zu. Dagegen übt es daselbst einen Druck aus, dem wir uns in Werkstätten kaum anzunähern vermögen und dessen Wirkungen zu beurtheilen wir daher ausser Stande sind. Schon bei 1000 Faden Tiefe ist dieser Druck beinahe dem von 200 Atmosphären gleich, unter welchem das Wasser erst bei einer Temperatur von ungefähr 400° C (Muncke) sieden würde; bei einer immer noch möglichen Tiefe von 5000 Faden ist der Druck gleich demjenigen von 1000 Atmosphären, das Wasser würde, nach der mässigsten Annahme, hier erst bei 600° C zum Sieden kommen, seine Dichtigkeit 1,077 aber immer noch beträchtlich unter derjenigen einer gesättigten Salzsole (1,208) bleiben.

Die Thatsachen, welche sowohl die Unveränderlichkeit des Meeresspiegels in historischer Zeit, als die theilweisen Hebungen und Senkungen an einzelnen Küsten beweisen, sind grösstentheils gesammelt in v. Hoff, *Geschichte der Veränderungen etc.*, und in Lyell, *Principles* und *Elements*. — Die Erklärung des Vorkommens von Meeresüberresten mitten im Lande und auf Gebirgen, bildet den wichtigsten Gegensatz der geologischen Systeme. Die einen, die daher die neptunischen heissen (Buffon, de Luc, Werner) lassen das Meer ursprünglich die höchsten Gebirge übersteigen und allmählig sinken, durch Verdampfung, Rückzug in Höhlen, chemische Umwandlung; die anderen, plutonischen oder vulcanischen Systeme (Stenon, Lazzaro-Moro, Hutton) nehmen auch für die

frühere Zeit keine von der jetzigen wesentlich verschiedene Höhe des Meeres an, sondern ein Aufsteigen des Landes und der Gebirge aus dem Meeresgrunde durch die Kraft subterraner Dämpfe oder eines feurig flüssigen Erdinneren.

38. Störungen des Gleichgewichts ruhender Gewässer.

Die Uebereinstimmung der Wasserfläche mit der Fläche des Erdsphäroids kann nicht mehr statt finden, wenn zu den Kräften, durch welche diese bestimmt wird, noch andere Kräfte störend hinzutreten.

Eine erste Störung jenes Gleichgewichtszustandes, hervorgehend aus den Anziehungen des Mondes und der Sonne, ist als die Bewegung der Ebbe und Fluth früher behandelt worden.

Eine Veränderung des Niveaustandes kann auch die Wirkung eines veränderten barometrischen Druckes sein. Da 1 Zoll Quecksilberhöhe 13,3 Zoll Wasserhöhe entspricht, so wird eine Differenz des Barometerstandes zwischen verschiedenen Gegenden des Meeres durch die 13,3 fache des Meeresspiegels ausgeglichen werden müssen. Dieser Einfluss des Barometerstandes ist an der Westküste von Frankreich (für Lorient) von Daussy nachgewiesen worden.

Derselben Ursache hat man ein von Zeit zu Zeit eintretendes Steigen des Niveau's der Ostsee, zuweilen von mehr als 3 Fuss über den mittleren Stand, und eine ähnliche Erscheinung an den Küsten von Algier zugeschrieben. Seit längerer Zeit ist eine analoge Thatsache auf allen grösseren See'n, in Europa, Nordamerika, am Baikal u. s. w. beobachtet werden. Am Genfersee ist sie unter der Benennung les Seiches bekannt und besteht in einem unregelmässigen, von keinem Wellenschlage begleiteten Steigen des Wassers, das selten über 20 Minuten anhält und bei Genf, wo der See stark verengt ist, bis 5 Fuss, an anderen Stellen des See's nur einige Zoll beträgt. De Saussure und Vaucher haben die Ursache in dem von einfallenden Winden verursachten ungleichen Luftdrucke auf verschiedene Stellen des See's gesucht, und dieselbe Erklärung scheint, nach Hällström, auch auf die Niveauveränderung der Ostsee anwendbar.

Literatur: Daussy, *sur les marées et la pression barom. im Inst.* 1836; Gissler, *Abhandl. der Akadem. von Stockholm*, 1747; af Schulten, *Akadem. von Stockholm*, 1806; Hällström, *Poggd.* 56; Aimé, *über das Schwanken des Seespiegels bei Algier*, *Ann. de Ph. et Ch.* 1840; de Saussure, *Voyages I;* Vaucher, *Mém. de la Soc. de Genève IV.*

39. Wellenbewegung.

Die gewöhnlichste Störung des Gleichgewichts auf Meeren und See'n wird erzeugt durch den Stoss des Windes auf die Wasserfläche. Stärkere Stösse bewirken an der Stelle, die sie treffen, ein Einsinken des Wassers, daher ein Aufsteigen am Rande der Senkung, und durch abwechselndes verticales Steigen und Fallen entsteht die in pendelähnlichen Schwingungen bestehende Wellenbewegung, die sich von der zuerst bewegten Stelle aus fortpflanzt, ohne dass die Wassertheilchen in horizontaler Richtung beträchtlich aus der Verticale sich entfernen. Aendert der Wind seine Richtung, so entsteht ein neues Wellensystem, das, wie verschiedene Systeme von Schallwellen in der Luft, mit dem früheren sich kreutzen kann, ohne dass das eine vom anderen gestört wird.

Die Länge der Wellen ist sehr verschieden, je nach der Breite der momentanen Windströmung, die sie entstehen macht, und je nach der Ausdehnung der Wasserfläche; Wellen von mehreren hundert Fuss Länge gehören zu den längsten, die man im Weltmeer (S von Neu-Holland nach Dupetit-Thouars) gemessen hat. — Die Breite der Wellen, oder der Abstand zweier gleich liegender Höhepunkte, z. B. zweier auf einander folgender tiefster, oder höchster, oder dem Wind zu liegender, mittlerer Niveaupunkte, wird für gewöhnliche Wellen auf das 50fache, für die höchsten Wellen auf das 20fache der Höhe geschätzt. — Die Höhe der Wellen steigt mit der Tiefe des Wassers. Die grössten Höhen, vom Grunde des Wellenthals auf den Rücken des Wellenbergs gerechnet, erreichen kaum 30 bis 40 Fuss; Horner mass bei starkem Sturme auf dem freien Ocean Höhen von 25 bis 32 Fuss; französische Seefahrer (auf der Bonite und Venus) fanden keine Höhen grösser als 25 Fuss; dagegen behauptet d'Urville, dass, wenn auch in der Regel die Wellen nicht höher als 30 Fuss seien, er doch in seltneren Fällen solche von nahezu 100 Fuss Höhe beobachtet habe. In seichten Gewässern sind die Wellen weit flacher.

Der Druck des Windes auf höhere Wellen bewirkt das Ueberstürzen, Kräuseln oder Schäfeln derselben.

Bis in welche Tiefe die Wellenbewegung noch fühlbar wird, ist unbekannt, die Trübung des Wassers bei heftigen Stürmen und

die Analogie von Versuchen in kleinen Gefässen (v. Weber) macht es wahrscheinlich, dass diese Tiefe keineswegs gering sei und sich leicht auf mehrere hundert Fuss erstrecken könne. Nach Siau lässt sich im Hafen von St. Gilles nachweisen, dass die Wellenbewegung wenigstens bis in die Tiefe von 188^{m} hinabreiche. Elie de Beaumont glaubt diese Tiefe sei diejenige, bis in welche noch fest gewachsene Mollusken und Polypen vorkommen und schätzt sie auf 200^{m}.

Die Geschwindigkeit, mit welcher die Wellenbewegung fortschreitet, ist grösser bei hohen als bei niedrigen Wellen; sie wird bei mässigem Wind auf 10 Seemeilen, bei lebhaftem Wind auf 30 Seemeilen in 1 Stunde (Muncke), oder auf 16 bis 48 franz. Fuss in 1 Secunde geschätzt, und kann also nicht beträchtlich von der Geschwindigkeit des Windes, der sie hervorbringt, abweichen. Es scheint indess die Welle dem Wind vorzueilen, indem nicht selten das Meer bei Windstille unruhig wird und der Wind erst später einfällt.

Trifft die Welle aus tiefem auf einen stark erhöhten Grund, so wird die Geschwindigkeit des Fortschreitens plötzlich gehemmt, die nächstfolgende Welle ereilt die vorhergehende, diese wird erhöht und überstürzt, es entstehen Wasserwände (barres d'eau), d. i. lange Strecken im Meere, über welchen dieses stets in heftiger Bewegung ist und hohe, kräuselnde Wellen bildet (Küste von Madras nach Basil Hall). Vom Wasser bedeckte Felsriffe, über welche diese Bewegung statt findet, heissen Brecher (breakers, brisans), und die Benennung wird auf die brechenden Wellen selbst ausgedehnt. Am stärksten zeigen sich diese Wirkungen an der Küste selbst. Ist das Ufer als Strand flach und seicht, so gewinnt die Welle an Breite, was sie an Höhe verlieren muss, und dringt um so weiter Land einwärts, als die See höher geht; der Wellenberg erzeugt das Vordringen, das Wellenthal einen Rückzug des Wassers, und das schnellere Andrängen der Wellen von der tieferen See her ein Uebereinanderstürzen der Wellen. An steilen und felsigten Küsten entsteht aus dieser Ursache die Brandung: die Welle erreicht die Küste mit der vollen Höhe und Geschwindigkeit des Tiefwassers, und da sie sich nicht in die Breite ausdehnen kann, steigt sie in die Höhe, wird von der nachdrängenden

noch mehr gehoben und fällt endlich rückwärts. Je geringer die Wassermasse ist, auf welche die Bewegung sich beschränken muss, sei es, dass die Welle in engen Felsspalten und Höhlen sich fängt, wie das Wasser im Sprungkegel, oder dass die nachrückenden Wellen schneller und mächtiger anpressen, desto heftiger und höher ist die Brandung, so dass bei Stürmen das Wasser mehrere hundert Fuss hoch aufspritzen kann. Einer starken Brandung vermag kein Schiff und kein Schwimmer zu widerstehen, und grosse Steine von 30 und mehr Cubicfuss werden durch sie Hunderte von Ellen Land einwärts geschleudert.

Nachdem der Wind aufgehört hat, verliert die Wellenbewegung auch auf offenem Meere die frühere Regelmässigkeit, die Wellen werden kürzer, aber breiter, ohne constante Richtung der Bewegung, es entsteht hohle See.

Literatur: Horsburgh, in *Nicholson Journ. XV;* Bremontier, im *Journ. de Phys.* 79; Scoresby, *account of the Arctic. Regions, I;* Weber, *Wellenlehre*, 1825; Muncke, im Art. *Meer* und *Wellen* im *neuen Gehler;* Arago, im *Annuaire, deutsche Uebersetz. II; — rapport sur le voyage de la Venus;* Siau und Beaumont, in *Ann. de Ch.* 1841; Horner, in *Krusenst. Reise;* d'Urville, *Voyage au pole Sud*, 1841.

40. Strömungen.

Eine länger anhaltende Störung des Gleichgewichts verursacht die Strömungen, oder das Fliessen des Seewassers in bestimmten Richtungen. Die Strömungen werden nach den Weltgegenden benannt, denen sie zufliessen, eine NO Strömung heisst eine gegen NO fliessende. Sie sind nur oberflächliche, Oberströme, oder sie erstrecken sich in grössere Tiefen, oder sie strömen nur in diesen Tiefen als Unterströme; sie sind beständig, periodisch, oder unregelmässig. Ihre Breite ist sehr verschieden und kann mehrere hundert geogr. Meilen betragen; in die Länge können sie sich über ganze Meere, vom alten Continent zum neuen, oder von einem Pol zum anderen erstrecken, oder auch nur auf einzelne Stellen, z. B. auf eine Meerenge, oder einen Canal beschränkt sein. Ihre Geschwindigkeit kann derjenigen schiffbarer Landströme gleich kommen, oder sie auch übertreffen.

Eine Ursache der Strömungen kann das ungleiche Niveau benachbarter Meere sein. Die Ostsee fliesst ab in die Nordsee und bildet eine beständige Strömung durch den Sund und die Belte;

eine starke Strömung führt die Gewässer des Schwarzen Meeres durch die Dardanellen dem Mittelländischen Meere zu. In beiden Fällen müssen die abfliessenden Meere durch ihre Zuflüsse mehr Wasser erhalten, als die Verdampfung ihnen entzieht; sie sind als erweiterte Fortsetzungen dieser Zuflüsse zu betrachten. Die beständige Strömung aus dem Atlantischen in das Mittelländische Meer durch die Meerenge von Gibraltar scheint dagegen einen tieferen Stand des letzteren Meeres zu beweisen, den man bald aus einem stärkeren Verlust durch Verdampfung, als die Flüsse zu ersetzen vermögen, bald aus einem nach dem Atlantischen Meer gehenden Unterstrom hergeleitet hat, ohne dass die eine oder andere Ansicht sicher begründet wäre. Das zweifelhafte Resultat des directen Nivellements durch das südliche Frankreich ist (37) angeführt worden; der Salzgehalt ferner des Mittelländischen Meeres ist eher etwas geringer, als derjenige des Atlantischen Meeres, während eine stärkere Verdampfung ihn fortwährend erhöhen müsste.

Eine andere Ursache der Strömungen kann in den Winden gesucht werden, welche, theils durch Reibung, theils durch Stoss, das oberflächliche Wasser vor sich hin treiben, und, wo die Richtung anhaltender Winde mit derjenigen der Strömung zusammentrifft, beide auch wohl dieselbe Zeit hindurch dauern, ist die Richtigkeit dieser Erklärung kaum zu bezweifeln. Strömungen dieser Art, von Rennel Drift-Strömungen genannt, sind nothwendig Oberströme.

Eine dritte Ursache liegt in der ungleichen Erwärmung der verschiedenen Theile des Oceans durch die Sonne; die nähere Darstellung ihrer Wirkungen muss daher wie diejenige der Winde auf das folgende Capitel verspart werden.

Ablenkungen der Strömungen durch vorliegende Felsriffe haben Widerströme und kreisförmige Strömungen, oder Meeresstrudel zur Folge, welche, wie die Strömungen selbst, anhaltend oder periodisch sein können (der Mahlstrom oder Moskestrom an der Küste von Norwegen, zwei Meilen breit, vier Meilen lang und, als Wirkung von Ebbe und Fluth, alle 12 Stunden in entgegengesetzter Richtung fliessend; die Scylla und Charybdis in der Meerenge von Messina, erzeugt durch die abwech-

selnd N und S fliessende Strömung und das Eindringen derselben in die Höhlen der felsigten Küste).

Das Vorkommen und die Geschwindigkeit der Strömungen im offenen Meere kann nur bestimmt werden durch eine Vergleichung des aus der Schiffsrechnung gefolgerten Weges mit dem wirklichen, wie er sich aus directen Länge - und Breitebestimmungen ergibt. Die Schiffsrechnung enthält die täglichen Bestimmungen des Curses nach der Boussole und der Geschwindigkeit durch Auswerfen des Log's.

Literatur: Romme, *tableaux des vents, des marées et des courans etc.* 1806; Rennel, *currents of the Atlantic Ocean*, 1832; Sabine, *account of experiments etc.*, 1825; Berghaus, *Länder- und Völkerkunde;* Muncke, Art. *Meer*, im *neuen Gehler.*

---

41. Die Hydrometeore.

Das aus der Atmosphäre auf den Erdboden fallende, oder an demselben sich niederschlagende Wasser erscheint tropfbar flüssig als Feuchtigkeit, Nebel, Thau und Regen, oder in starrer Aggregation als Reif, Haarfrost, Schnee, Graupeln und Hagel. Gemeinschaftlich heissen alle diese Formen die Hydrometeore.

Die Quantität des jährlich auf eine Stelle fallenden Hydrometeorwassers lässt sich empirisch durch Messung aller einzelnen Niederschläge bestimmen, und wenn die Beobachtungen eine längere Reihe von Jahren hindurch fortgesetzt werden, so ergeben sich Mittelwerthe für die während eines Jahres, oder während einzelner Monate niederfallende Wassermenge. Je nach der Lage des Ortes ist diese Wassermenge sehr verschieden. In einigen Ländern fallen selten oder niemals Hydrometeore (Persien, Arabien, Mittelafrika, Küste von Peru); in anderen geht keine Woche, oder fast kein Tag vorbei ohne Regen (Aracan, Chiloe, NWküste von Amerika); oder sie sind von einer beständig gesättigten Dampfatmosphäre umgeben und leiden unter fortwährender Feuchtigkeit oder Nebelbedeckung (Falklandinseln, NOküste von China, Polarländer). In gemässigten Klimaten würde die jährliche Regen- oder Hydrometeormenge im Mittel eine Wasserschicht von etwa 30 Zoll Höhe bilden; in Tropenländern steigt die Höhe der Schicht bis auf 90 Zoll und in einzelnen sehr regnerischen Gegenden bis über 200 Zoll. — Ob

die Quantität des im jährlichen Mittel zur Erde fallenden Wassers für jeden Ort constant sei, oder Veränderungen erlitten habe und noch erleide, lässt sich einstweilen, da die Beobachtungen nicht weit genug zurückgehen, nicht entscheiden. Für Paris gehen die Messungen zurück bis auf 1689, es zeigen die 10jährigen Mittel noch Differenzen, die bis auf 6 Zoll, oder $\frac{1}{3}$ des Ganzen steigen; eine progressive Zunahme oder Abnahme geht aber nicht hervor. An mehreren Orten scheint eine fortschreitende Zunahme statt zu finden (Lombardie, Viviers, Lund), an anderen eine Abnahme (Marseille, Copenhagen, Stockholm). Auch von anderer Seite her wird für mehrere Gegenden eine progressive Verminderung nicht unwahrscheinlich. Noch weniger lässt sich die Frage beantworten, ob die Menge des jährlich auf die ganze Erdfläche fallenden Wassers constant sei oder nicht.

Der grössere Theil der gefallenen Hydrometeore kehrt bald nachher durch Verdampfung in die Atmosphäre zurück, ein Theil wird zur Ernährung der Pflanzen verbraucht, oder geht andere Verbindungen ein, der Ueberrest dringt in den Boden und verbreitet oder sammelt sich darin nach hydrostatischen Gesetzen, unter Mitwirkung von Capillarität und Absorption. Das Verhältniss dieser drei Theile hängt ab vom Klima eines Ortes, der Vegetation und der Beschaffenheit des Bodens und lässt sich nicht allgemein bestimmen. Directe Versuche über den Betrag des jährlich verdampfenden Wassers gaben meist zu hohe Resultate, indem öfters die Menge des verdampfenden die des gefallenen Wassers zu übersteigen schien, und da die jährliche Regenmenge kaum in 50jährigen Mitteln constant erscheint, so würden zu einer sicheren Bestimmung der Dampfmenge wenigstens eben so lange fortgesetzte Beobachtungen verlangt; bei dem grossen Einfluss endlich localer Umstände auf die Verdampfung ist es unmöglich, aus ihrem Betrag an einer einzelnen Stelle auf denjenigen einer ganz nahe liegenden, noch weniger also auf die Menge des über ganzen Landstrichen verdampfenden Wassers zu schliessen. Sedileau fand in Paris die jährlich verdampfende Wassermenge gleich $28\frac{2}{3}$ Zoll, während die jährliche Regenmenge im Mittel nur 18 Zoll beträgt; Dalton in Manchester bestimmte die jährliche Dampfbildung zu $44\frac{1}{2}$ Zoll, die jährliche Regenmenge aber steigt nur auf 34 Zoll;

Hydrometeore

Schübler erhielt in Tübingen die Dampfmenge ungefähr gleich gross, wie den Betrag der Hydrometeore (Muncke Art. *Verdunstung* im *neuen Gehler*).

Etwas zuverlässiger ist die Bestimmung des jährlich verdampfenden Wassers, wenn man die jährlich durch einen Strom abfliessende Wassermenge von dem Betrag des in gleicher Zeit auf das Stromgebiet gefallenen Hydrometeorwassers abzieht; der Rest enthält die in Dampf und in die Vegetation übergegangenen Wassermengen, die sich freilich nicht ferner trennen lassen. Auf diesem Weg fand Dausse, dass in Paris die durch die Seine abfliessende Wassermasse $\frac{1}{3}$ der Hydrometeorwasser betrage, so dass $\frac{2}{3}$ derselben verdampfen, oder in die Vegetation übergehen. Berechnet man das Stromgebiet des Rheins oberhalb Basel zu 850 □Meilen, die jährlich in der Schweiz fallende Regenmenge zu 33 Zoll, so ergibt sich das nicht sehr wahrscheinliche Resultat, dass $\frac{1}{5}$ des hydrometeorischen Wassers durch den Rhein wieder abfliesse.

Der Boden, in den das Wasser eindringt, wird entweder in seiner ganzen Masse durchnässt und erweicht, oder das Wasser findet einzelne Spalten und Klüfte, die es aufnehmen und fortleiten, oder es findet Beides statt. In einem Boden von gewöhnlicher Ackererde dringen starke und anhaltende Regen selten tiefer ein als $\frac{1}{2}$ Fuss, niemals bis auf 4 Fuss; Thonboden ist so viel als undurchdringlich; Sand- und Geschiebboden dagegen lässt das Wasser bis in jede Tiefe durchsickern. Auch festere Steinarten verhalten sich sehr ungleich. In den Steinbrüchen der schweizerischen Molasse, die nicht selten 60 bis 100 Fuss hohe vertical abgeschrotene Pingenwände haben, findet man in jeder Tiefe den Stein durch und durch feucht. Auch dichtere Sandsteine und selbst einige Kalksteine sind in geringem Grade durchdringbar und müssen, bevor sie in der Architectur benutzt werden können, längere Zeit der Luft ausgesetzt werden, damit sie ihre Grubenfeuchtigkeit (eau de carrière) verlieren. Dichte, nicht durchdringbare Felsarten, wie Granite, Basalte, dichte und körnige Kalksteine, öffnen dem Wasser einen Weg durch weit fortsetzende Klüfte. Auch die tiefsten Gruben leiden daher von Wasserzudrang und erfordern ununterbrochenes Auspumpen, um fortgebaut werden zu können. In vielen Gruben steht der Zudrang der Wasser offenbar

im Zusammenhang mit den Regenverhältnissen an der Oberfläche, so dass starker Regenfall nach kurzer Zeit in der Tiefe an dem stärkeren Zufluss der Grubenwasser erkannt wird. Diese Nässe der meisten Gruben steht in auffallendem Gegensatz mit der gänzlichen Trockenheit der Steinsalzgruben (Wieliczka, Hallein u. s. w.), hervorgehend aus der grossen absorbirenden Kraft des Salzes, wodurch alle von Aussen eindringende Feuchtigkeit in den obersten Massen zurückgehalten wird.

Um den Betrag der hydrometeorischen Wassermenge zu messen, dienen Hyetometer, Ombrometer, Pluviometer, Udometer, welche, der Hauptsache nach, aus einem offenen, den Hydrometeoren ausgesetzten Gefäss von bekanntem Flächeninhalt bestehen; die in das Gefäss gefallene Wassermenge wird vor der Verdampfung möglichst geschützt und täglich nach ihrem Gewicht oder Volumen bestimmt. — Die Thaumenge wird gemessen durch Drosometer, wozu gewöhnlich Büschel Wolle von bekanntem Gewicht dienen, die trocken dem Thau ausgesetzt und nachdem sie die Feuchtigkeit aufgenommen haben, abgewogen werden. — Zur Messung des in einer bestimmten Zeit verdampfenden Wassers sollen Atmometer, Atmidometer, Evaporometer dienen, offene oder aus porösem Thon bestehende geschlossene Gefässe, die mit Wasser gefüllt, ausgesetzt werden. Das durch Verdampfung abgehende Wasser lässt sich, wie an dem Udometer, dem Gewicht oder Volumen nach bestimmen. — Alle diese Instrumente entsprechen ihrer Bestimmung nur sehr ungenügend.

42. Quellenbildung.

Wenn der zu Wasser oder Eis verdichtete Wasserdampf der Atmosphäre in den Hydrometeoren auf einen Boden fällt, der sich vom Wasser durchdringen lässt, oder von Spalten durchsetzt wird, so sammelt sich dasselbe in der Tiefe und tritt an geeigneten Stellen in Quellen wieder an die Oberfläche. Die verborgenen Zuflüsse bilden das Wurzelsystem der Quelle.

Die Beschaffenheit der Quellen, ihr Wasserreichthum und der Wechsel oder die Beständigkeit desselben, ihre Vertheilung in einer Gegend und die Stelle ihres Hervortretens, die Richtung und Geschwindigkeit des hervorbrechenden Wasserstrahls, alle diese Verhältnisse hangen ab von klimatischen Bedingungen und von der Gestaltung und Structur des Bodens.

Quellenbildung

Länder, in welchen nur selten, oder niemals Hydrometeore fallen, besitzen auch wenige, oder keine Quellen; wo die Regen nur auf einen Theil des Jahres beschränkt sind, versiegen viele Quellen in der trockenen Jahreszeit; wo das ganze Jahr hindurch reichliche Niederschläge statt finden, ist auch der Quellenreichthum am grössten.

Das Wasser dringt im Boden abwärts, bis es durch früher angesammeltes Wasser, oder durch ein undurchdringliches Stratum (Thonlager, feste Felsbänke) aufgehalten wird. Im ersten Fall steigt die Wasseransammlung, die auch eine Sand- oder Kiesmasse, oder einen von vielen unter sich zusammenhängenden Spalten durchsetzten Fels erfüllen kann, so lange, bis das Niveau irgendwo die Aussenfläche schneidet und alles Wasser, das noch ferner herabsickert, tritt hier als Quelle hervor. Im letzteren Fall sammelt sich das Wasser über dem Stratum, das es nicht tiefer eindringen lässt, und folgt demselben nach dem tiefsten Niveau.

Es erklärt sich das Aufsteigen von Süsswasserquellen mitten im Meere aus dem Einsinken der das Wasser leitenden Schichten unter das Meeresniveau, wo oft die Quelle mit einer Steigkraft hervortritt, die das Wasser an der Meeresoberfläche aufsprudeln macht (Golph von Spezia; Griechisches Meer; im Indischen Meere 36 geogr. Meilen von dem nächsten Punkt der Küste von Dschittagong; Canal zwischen Yucatan und Cuba).

In Flachländern, deren Boden aus horizontalen Straten besteht, kann viel Regen fallen, ohne dass sich Quellen bilden, weil das Wasser sich in der Tiefe zwischen den horizontalen Schichten sammelt, und nur an Stellen, wo die Oberfläche vertieft oder eingeschnitten ist, oder wo die Schichten eine plötzliche Umbiegung nach Oben zeigen, hervortritt (Steppenländer). Auch bei schwach geneigten Felslagern und unebener Oberfläche kann Quellenarmuth vorkommen, wenn bis in grössere Tiefe der Boden sich vom Wasser durchziehen lässt, so dass die Quellen nur da erscheinen können, wo das untere das Wasser auffangende Thon- oder Felslager an die Oberfläche tritt (Oasen in den Sandwüsten). Die Oasen von Theben und Gharbye sind von alten Brunnen ganz durchlöchert: die oberen Schichten von Dammerde, Thon, Mergel, sind durchstochen bis auf eine 20 bis 25$^{met.}$ tief liegende Kalkschicht

von 100 bis 133met. Mächtigkeit, unter welcher sich Sand und Wasser befindet (Poggd. 51). — An Hügel- oder Gebirgszügen, deren Felslager gleichförmig geneigt sind, werden alle Quellen sich an dem Abhange befinden, dem sich die Lager zuneigen (in der Umgebung von Bern meist an den nördlichen Abhängen, sowohl der Hügel, als der von tiefen Stromthälern eingeschnittenen Ebenen).

Das durch einen Sand- oder Kiesboden *ab* dringende und über dem Lager *cd* sich sammelnde Wasser sei weiterhin von einem oberen wasserhaltenden Lager *ef* bedeckt und die Lagerfolge in der Tiefe muldenförmig umgebogen, so kann Wasser, das über *ae* fällt, bei *f* als Quelle austreten. In *g* steht das Wasser unter dem Druck einer Wassersäule von der Höhe des Niveauunterschiedes zwischen *f* und *g*; wird daher das Lager *ef* über *g* durchstochen, so entsteht ein springender Wasserstrahl d. i. ein Artesischer Brunnen. Nicht selten finden sich mehrere wasserhaltende Schichten unter einander; bei Dieppe traf man bis in 333met. Tiefe 7 verschiedene Wasserschichten, alle sehr ergiebig und stark aufsteigend; bei St. Ouen bis in 66½met. Tiefe 5 solcher Schichten (Arago). Die einen der angebohrten Wasserschichten zeigen stehendes Wasser, bei anderen bemerkt man starke horizontale Strömung.

Wasserreiche Quellen bilden sich da, wo durch die Structur des Bodens die Ansammlung des über grossen Bezirken gefallenen Wassers in unterirdischen Behältern veranlasst wird. Trockenheit und Quellenarmuth der übrigen Bodenfläche sind nothwendige Begleiter derselben. In Kalk- und Dolomitgebirgen, oder auf Plateaux dieser Steinarten, sind solche Verhältnisse nicht selten, weil lang fortsetzende Spalten, oder viele Meilen weit sich erstreckende, mit ausgedehnten Höhlungen in Verbindung stehende Canäle (Schlotten in Thüringen, Entonnoirs im Waadtländer-Jura, Katabothra in Griechenland) beträchtliche Wassermassen aufnehmen können, und die Zerspaltung der Felslager alle Wasser bis in den tiefsten Behälter hinabdringen lässt. Die Quelle von

Quellenbildung

Vaucluse, welche bei ihrem Hervortreten den Fluss Sorgue bildet, liefert, wenn sie am spärlichsten fliesst, 444 Cubicmeter Wasser in der Minute, wenn sie am reichsten ist, 1330 Cubicmeter (Arago); viele Quellen in dem trockenen Schweizer-Jura vermögen bei ihrem Ursprung Mühlräder zu treiben, so die Birs bei Dachsfelden, der Mühlbach bei Biel, die Serrière bei Neuchâtel. See'n finden durch diese unterirdischen Canäle ihren Zu- oder Abfluss, und in oft grossen Entfernungen erscheinen mächtige Quellen, die von ihnen herstammen; die Seelöcher im Mannsfeldischen werden durch die Schlotten mit Wasser versehen; der Lac de Joux im Jura fliesst ab durch die Entonnoirs und bildet die 17 Fuss breite Quelle der Orbe; der Zirknitzer-See in Krain füllt sich in nassen Monaten und Jahren, in verborgenen Canälen findet das Wasser Zu- und Abfluss und in trockenen Zeiten wird das Seebecken ganz entleert; der See Kopais in Böotien fliesst durch zum Theil künstliche Katabothra ab. Mächtige Ströme können in diesen unterirdischen Canälen sich verlieren und weiterhin in voller Stärke wieder hervorbrechen; an der Perte du Rhone, dringt der Strom in eine oben fast geschlossene Spalte, 60 Schritte weit ist er durch Felsblöcke ganz bedeckt; die Reka auf dem Karst bei Triest verliert sich in einer Grotte und erscheint am Fuss des Gebirges wieder bei Duino in dem an der Quelle schiffbaren Timavo; andere Fälle gleicher Art in Dalmatien und Griechenland.

Periodische Quellen heissen solche, die bald stark, bald schwach fliessen. Sie finden sich vorzugsweise, wo das Wurzelsystem der Quellen wenig ausgedehnt ist, und zugleich starke und periodisch wechselnde Gegensätze in den Bedingungen der Quellbildung vorhanden sind: trockene und nasse Jahreszeiten, Zufrieren und Aufthauen des Bodens, oder der Schnee- und Eisdecke desselben. Bei einem ausgedehnten Wurzelsystem speisen die entfernteren Wurzeln die Quellen, wenn die näheren vertrocknet sind. — In Ländern mit periodischen Regen (Italien, Tropenländer) kann die Mehrzahl der Quellen zu den periodischen gezählt werden. In den kalten Zonen und in den höheren Gebirgen fliessen viele Quellen, die sich von geschmolzenem Schnee und Eis nähren, nur im Frühjahr oder Sommer; im nördlichen Deutschland treten im Frühjahr die sogenannten Maibrunnen oder Hungerbrunnen

hervor und fliessen bis im Juni oder Juli; ihr stärkeres Fliessen soll Misswachs anzeigen. Oder die Quellen fliessen nur bei Tag, oder, bei längerem Lauf, nur bei Nacht; zu den letzteren gehört die periodische Quelle auf Engstlenalp, die sich von den Gletschern der Titliskette nährt; viele Quellen in der Nähe von Gletschern zeigen ähnlichen Wechsel. Auch ungleicher Luftdruck auf Behälter der Quellwurzeln, bei regelmässig wechselnden Winden, kann Ursache von periodischem Fliessen sein; nach diesem Princip sucht Amoretti den Wechsel der Quelle in der V. Pliniana am Comersee zu erklären; sie wächst im Laufe des Tages während 3—4 Stunden, nimmt dann wieder ab, hört aber nie ganz auf zu fliessen. An Meeresküsten kann die Wasserstärke der Quellen vom grösseren oder geringeren Druck des Meeres abhangen und daher eine der Ebbe und Fluth entsprechende Ab- und Zunahme zeigen; (Cadix, Givre in der Vendée, Brest, Calais, Antillen, der Artesische Brunnen im Militärspital von Lille wechselt zwischen $2^m,385$ und $1^m,056$ Höhe, sein höchster Stand fällt mit den Syzygien, sein tiefster mit den Quadraturen zusammen, und diese Stände treten ungefähr 8 Stunden später als an der Meeresküste ein).

Intermittirend heissen Quellen, die in kürzeren Perioden, einiger Minuten, Stunden oder Tage, abwechselnd fliessen und nicht fliessen. Dahin gehören mehrere Quellen in der Prov. Bergamo und im südlichen Frankreich (Fonsanche bei Nîmes, Fontestorbe im Dép. de l'Arriège); die ausgezeichnetsten sind der Geyser und Strokr auf Island, heisse Quellen, die ungefähr einmal in 24 Stunden als dicke Wassersäulen bis 100 Fuss hoch aufsteigen; nach jeder Eruption leert sich das Bassin des Geysers vollständig, zuweilen bis 12 Fuss tief in seinem Canal abwärts. Die Ursache der Unterbrechung des Quellenlaufs kann, je nach der Oertlichkeit, verschiedenartig sein. Man hat sie gesucht, in der Entwicklung und Anhäufung von Luftblasen, welche den Ausfluss versperren sollen, eine Erklärung, die sich auf Quellen anwenden lässt, mit deren Ausfluss eine starke Gasentwicklung verbunden ist, wie bei der Fontaine ronde bei Pontarlier, der Salzquelle bei Kissingen und anderen (Dutrochet, Muncke); in einer Anhäufung von Sand in den Canälen (Fortis); in heberförmigen Canälen DBC (Fig. 1), die mit Wasserbehältern A in Verbindung stehen, und diese, nach Art des

Vexirbechers, ganz ausleeren, so wie das Wasser in dem Behälter die Höhe B übersteigt (Scheuchzer nach Hermann); in einer dem Heronsball ähnlichen Structur des Bodens (Fig. 2), so dass das Wasser der inneren Behälter M durch den mittleren Canal in die Höhe getrieben wird, so wie die Tension der in M sich anhäufenden Dämpfe eine gewisse Grenze überschreitet, eine Erklärung, die vorzüglich auf die Isländischen Springquellen passt.

Ganz verschieden von den aus atmosphärischem Wasser entstandenen Quellen, durch ihren Ursprung wie durch ihren Stoff, sind Quellen von Gasarten, vorzüglich von kohlensaurem und Kohlenwasserstoffgas, und Quellen von Erdöl oder Naphtha.

Die hier gegebene, auf die Grundsätze der Hydrostatik gestützte Theorie der Quellen ist von Aristoteles, Plinius und Vitruv, in neuerer Zeit von Halley, Mariotte und der grossen Mehrheit der Physiker angenommen worden. Mariotte hat zuerst versucht, den Beweis zu liefern, dass nur ⅙ des Wassers, das als Hydrometeore auf das Stromgebiet der Seine falle, in dieser abfliesse, der fallende Regen und Schnee also mehr als ausreichend seien, die Quellen zu speisen. Man hat indess auch andere, von der Schwere unabhängige Principien zu benutzen versucht: die Destillation des in unterirdischen Behältern enthaltenen Wassers durch das Centralfeuer (Descartes, Woodward u. a.); das Aufsteigen des Meerwassers in die Gebirge durch Capillarität (Varenius, Ath. Kircher); die Erzeugung des Wassers aus seinen Elementen im Inneren der Erde, durch einen sogenannten Organismus des Erdkörpers (Kepler, Lulof, Schule von Schelling). Um die Widerlegung dieser Ansichten und die feste Begründung der auf die Schwere gestützten Erklärung der Quellenbildung haben sich in neuerer Zeit besonders de la Métherie, de Luc, Hube u. A. bemüht.

Literatur. Ursprung: Mariotte, *traité du mouvement des eaux etc.*, œuvr. II; de Luc, *Modific. de l'atmosph.* 1784, I; de la Métherie, *théorie de la terre*, 1797, IV; Otto, *Hydrographie*, 1800; Hube, *Naturlehre*, 1801, I; Keferstein, *Teutschl. geognost. dargestellt*, 1827, V; Muncke, Art. *Quelle* im *neuen Gehler*; F. Hoffmann, *physik. Geogr.*, 1837. — Artesische Brunnen: Arago, *über die Artesischen Brunnen*, im *Annuaire, deutsche Uebers. I*; Garnier, *sur les puits artésiens*, 1826; Héricart de Thury, *consid. géolog. et phys. sur la cause du jaillissement des eaux*, 1829; Bruckmann, *Anleitung zur Anlage Artes. Brunnen*, 1833; Hagen, *Wasserbaukunst*, 1841. — Perio-

dische Quellen: Scheuchzer, *Naturhist. des Schweizerlandes II;* Amoretti, *viaggio ai tre laghi*, 1806; über den Art. Brunnen von Lille, *l'Institut*, 1842 Febr.; Rivière, *über Givre*, *Poggd.* 49; ferner die allgem. Werke. — Intermittirende Quellen: Dutrochet, *Ann. de Ch.* 39 u. *Poggd.* 15; Fortis, *opuscoli I*; Mackenzie, *travels in Iceland*, 1810; Henderson, *resid. in Iceland*; Robert, *sur les Geysers*, *Bull. de la soc. géol.* 1840.

43. Bestandtheile der Quellwasser.

Es zeigt sich in den Quellwassern die grösste Mannigfaltigkeit der Zusammensetzung, von einer beinah chemischen Reinheit bis zu vollkommener Sättigung mit verschiedenartigen Salzen. Alle Quellen, die durch ihre Bestandtheile oder durch andere Eigenschaften des Wassers von dem gewöhnlichen Trinkwasser abweichen, heissen Mineralquellen.

Durch grosse Reinheit sind besonders mehrere heisse Quellen ausgezeichnet. Das gemeine Brunnwasser in Bern (Kramgasse) enthält in 1000 Th. 0,478 feste Bestandtheile, grösstentheils kohlensaure Kalkerde, und $\frac{1}{7}$ Cubiczoll kohlensaures Gas (Pagenstecher); dagegen die heisse Quelle von Gastein in 1000 Th. nur 0,303 (Trommsdorf), diejenige von Pfeffers 0,291 (Löwig), diejenige von Luxueil 0,236 (Longchamp). In grösserer Menge sind oft kohlen-, schwefel- und salzsaure Salze aufgelöst; so enthalten 1000 Th. Wasser des Karlsbad-Sprudels 5,459 feste Bestandtheile, meist Glaubersalz (Berzelius), von St. Allyre bei Clermont 5,047, meist kohlensaure Kalkerde (Girardin), von Wiesbaden 7,454, meist Kochsalz (Kastner), von Baden im Aargau 4,292, meist Kochsalz und Gyps (Löwig). — Die künstlich erbohrten Salzquellen am Neckar (Dürrheim, Clemenshall, Ludwigshall, Friedrichshall) sind als gesättigt zu betrachten, das spec. Gew. derjenigen von Friedrichshall ist 1,2009, und 1000 Th. enthalten 262,46 feste Theile (Alberti, nach Jäger); auch die natürlich hervortretende Salzquelle von Lüneburg enthält 260 Theile Salz in 1000 Th. Wasser. — Nach dem Gehalt an fremdartigen Stoffen unterscheiden sich die harten und weichen Wasser, erstere durch die darin aufgelösten Substanzen Seifenwasser zersetzend, letztere wegen schwächerem oder verschiedenartigem Gehalt das Seifenwasser nicht zersetzend.

Die Bestandtheile sind gasförmige, die bei dem Hervortreten der Quelle, oder bei künstlicher Erhitzung sich von dem Wasser

trennen, oder es sind aufgelöste, feste Substanzen, die nach dem Abrauchen des Wassers einen Rückstand bilden.

Kohlensaures Gas ist in mehreren Gegenden (Nassau, Böhmen) einer grossen Anzahl von Quellen beigemengt; Quellwasser, die es in grösserer Menge enthalten, heissen Sauerwasser, oder Säuerlinge, und die reichsten, die wegen der grossen Zahl aufsteigender Luftblasen zu sieden scheinen, Sprudelwasser. Ausgezeichnete Säuerlinge enthalten (nach Osann) in 16 Unzen oder $\frac{1}{88}$ preuss. Cubicfuss Wasser 60 bis 30 Cubiczoll freie Kohlensäure (Godelheim 65, Rohitsch 58, Pyrmont 44, K. Franzesbad 36, Brückenau 37, Fachingen 37); sehr reichhaltige 30—20 Cubiczoll (Kissingen 27, Selters 26, Spaa 22); wenig reiche 20—10 Cubiczoll. Die Gasmenge, die sich in 24 Stunden entwickelt, beträgt zu K. Franzesbad 5760 Wiener Cubicfuss, die in gleicher Zeit ausfliessende Wassermenge 259 Cubicfuss (Trommsdorf). In der Eifel entwickelt eine Quelle in 24 Stunden 4237 Cubicfuss Gas und die gleichzeitig ausfliessenden 1157 Cubicfuss Wasser enthalten 1909 Cubiczoll Gas (Bischof). In mehreren dieser Gegenden (Pyrmont, Eifel, Auvergne, Neapel) steigt auch freie Kohlensäure getrennt von Quellen aus dem Boden. — In der Schweiz kommen Sauerwasser nur in Graubündten vor (Fideris, St. Moriz, Tarasp, Bernardino).

Schwefelwasserstoffgas ist der charakteristische Bestandtheil der hepatischen oder Schwefelwasser, deren Zahl vielleicht noch grösser ist als die der Säuerlinge. Der Gehalt der Wasser kann bis 15 Cubiczoll in 16 Unzen betragen, aber auch so gering sein, dass er nur durch den Geruch entdeckt wird. Zu den reichen Schwefelwassern gehören die Quellen von Aachen, Nenndorf, Barèges und Bagnères-de-Luchon, Abano, Schinznach u. s. w.

Stickstoffgas ist, besonders in heissen Quellen, nicht so selten, wie man früher glaubte. Zu Bath entwickeln sich aus der Kingsquelle in 24 Stunden 222 Cubicfuss Stickgas, zu Buxton in gleicher Zeit 42 Cubicfuss (Daubeny). In allen Thermalquellen der Pyrenäen hat es Longchamp aufgefunden; andere Chemiker haben es in den meisten warmen Schwefelwassern und Kochsalzquellen (Aachen, Baden bei Wien, Aix, Wiesbaden, Ems, Karlsbad, Luxueil), und auch in Säuerlingen nachgewiesen.

Kohlenwasserstoffgas steigt an mehreren Stellen frei in grosser Menge aus der Erde auf, und brennt, wenn man es anzündet, fort (Barigazzo und Pietramala auf dem Apennin zwischen Florenz und Bologna; Fontaine ardente bei Grenoble; Burgerwald südlich von Freiburg in der Schweiz; Baku am Kaspischen Meer; Dschittagong). Seltener ist es mit Quellwassern verbunden, wie mit den Schwefelwassern von Nenndorf, oder mit Kochsalzquellen, wie zu Medonia in Neu-York.

Von festen Substanzen kommt Chlornatrium oder Kochsalz in grösster Menge vor, als charakteristischer Bestandtheil der Soolwasser oder Soolen, von dem Sättigungsgrade an in allen Verhältnissen bis zu so geringen Quantitäten, dass nur chemische Prüfung es nachweisen kann. Einen schwachen Antheil enthalten viele gewöhnliche Brunnwasser. — In vielen Soolwassern ist, wie im Meerwasser, auch Jod und Brom aufgefunden worden (Kreuznach, Salzuflen, Halle), oder doch der eine dieser Stoffe (Jod zu Heilbronn und Salzhausen, Brom zu Rosenheim, Salins, Bourbonne-les-bains). — In mehreren sehr reichen Soolen fehlen indess sowohl Jod als Brom (Droitwich in Worcerstersh.). Selten und nur in geringer Menge kommen Verbindungen von Chlor mit den übrigen Basen der Erden oder Alkalien vor. Auch Flusssäure und Phosphorsäure sind nur in geringem Verhältniss und bis jetzt nur in wenigen Quellen gefunden worden; die erstere Säure zu Karlsbad, Selters, Ems, Gastein, die letztere zu Hofgeismar, Pyrmont, Selters.

Die heissen Dämpfe (Fumacchie) von Borsäure, die in Toscana an vielen Stellen der Maremmen aus dem Boden aufsteigen (M. Cerboli, Castelnuovo, Sasso, M. Rotondo, S. Federigo, Lustignano, Serrazano) lösen sich zum Theil in den Quellwassern auf, die über den Oeffnungen sich in Teichen (lagoni) sammeln, und aus diesen fliesst das Wasser mit starkem Borsäuregehalt ab. Eine Borsäure haltende natürliche Quelle entspringt bei Siena, eine andere ist auf Ischia bekannt.

Kieselerde kommt in sehr schwachem Verhältniss in vielen, besonders in heissen Quellen vor; einige enthalten sie aber auch in bedeutender Menge, so die Geyser aus Island, mehrere Quellen bei Friedrichsthal auf der Westküste von Grönland, Val Furnas auf

S. Miguel unter den Azoren. Die Geyserwasser enthalten in 1000 Th. 1,075 feste Theile, wovon 0,54 Kieselerde (Black).

Die freie Kohlensäure dient als Auflösungsmittel kohlensaurer Salze, die in reinem Wasser nur in geringer Menge auflöslich sind. Häufig kommen vorzüglich kohlensaure Kalkerde und Talkerde vor, die auch in gewöhnlichem Brunnwasser selten fehlen, in einigen Mineralquellen aber vorherrschen (S. Allyre, Aix en Prov.), seltener auch Strontian (Selters, Pyrmont, Karlsbad, Aachen, Burtscheid). Der Gehalt an diesen kohlensauren Erden beträgt indess selten oder niemals mehr als 4 p. m. Auch kohlensaures Eisenoxydul ist ein gewöhnlicher Bestandtheil, aber meist in sehr geringer Menge. In stärkerem Verhältniss wird es wesentlicher Bestandtheil der Eisenwasser oder Stahlwasser; auch in diesen steigt indess der Eisengehalt in 1000 Th. Wasser kaum über 0,3. In noch weit schwächerem Verhältniss kommt Mangan vor. — Kohlensaures Natron ist nicht selten in bedeutender Menge in heissen Quellen und Sauerwassern, (Karlsbad enthält 1,26, S. Nectaire 2,02, Vichy 3,81 Th. kohlensaures Natron in 1000 Th. Wasser). Kohlensaures Kali erscheint, wie überhaupt Kalisalze, nur selten und in geringem Verhältniss.

Schwefelsäure findet sich als freie Säure in mehreren vulcanischen Gegenden (Vulcan Idienne auf Java, Vulc. Purace bei Popoyan, wo in dem Rio Vinagre auf 1000 Th. 1 Th. Schwefelsäure und beinahe eben so viel freie Salzsäure kommen). Sehr oft sind schwefelsaure Salze aufgelöst. Glaubersalz ist der vorherrschende Bestandtheil mehrerer Mineralwasser (Karlsbad mit 2,59 Th. p. m., S. Gervais mit 5,26 p. m.); Bittersalz charakterisirt die Bitterwasser, (Saidschütz mit 10,96 Bittersalz p. m., Epsom in England); Gyps, theils in geringer Menge, theils vorherrschend, findet sich in sehr vielen, sowohl Mineral- als gewöhnlichen Wassern, (Leuk enthält unter 1,84 p. m. festen Bestandtheilen 1,48 Gyps, Baden im Aargau 1,41 p. m., in den meisten Mineralwassern der Pyrenäen ist Gyps vorherrschend); Alaun, schwefelsaures Kali und andere schwefelsaure Salze sind, wo sie vorkommen, nur untergeordnet; Eisenvitriol, Kupfervitriol, Zinkvitriol finden sich in stärkerem Verhältniss nur

in Grubenwassern, und in Quellen erzreicher oder vulcanischer Gegenden.

Salpetersaure Salze sind gewöhnlich in Quellen, die in der Nähe von Städten, grosser Viehweiden, oder aus einem mit animalischen Theilen gemengten Boden entspringen; doch fehlen sie auch in Quellen, die unter anderen Verhältnissen vorkommen, nicht ganz. Eben so beschränkt ist das Vorkommen von Ammoniaksalzen.

In den meisten oder wohl allen heissen und in vielen kalten Quellen werden organische Stoffe, sogenannter Extractivstoff (Zoogène von Gimbernat, Barégine von Longchamp, Theiothermin von Monheim, Glairine von Anglada) gefunden, als gallert- oder schleimartige Substanzen mit schwachem Fleischbrühegeruch, die als Flocken und Faden im Wasser schwimmen oder dünne Ueberzüge bilden. Nahe verwandt mit diesen Stoffen ist die von Berzelius in der Porlaquelle (Ostgothland) entdeckte Quellsäure (acid. crenicum) und die an der Atmosphäre daraus hervorgehende Quellsatzsäure (acid. apocrenicum). Die meisten, wo nicht alle diese Substanzen, sind theils noch lebende Conferven oder Infusorien, theils Ueberreste abgestorbener Generationen dieser Pflanzen und Thiere.

Ob die Quellen constant dieselben Bestandtheile in gleicher Menge enthalten, ist bei dem geringen Alter genauer Analysen und dem Wechsel der analytischen Methoden nicht zu entscheiden. Nach Bischof sollen die Analysen der Quellen von Fachingen, Geilnau und Selters, die vor 78, 33 und 28 Jahren gemacht wurden, die nämliche Zusammensetzung dieser Wasser beweisen, die man jetzt noch findet; dasselbe bezeugt Berzelius von einer 33 Jahre früher gemachten Analyse des Wassers von Karlsbad. In anderen Quellen dagegen (Riepoldsau, Pyrmont, Teplitz, Nenndorf) haben Klaproth, Westrumb, Ficinus, Wurzer einen beträchtlichen Wechsel ihres Gehalts beobachtet. Viele Mineralwasser, die seit vielen Jahrhunderten als Heilbäder benutzt werden (Baden, Leuk, Pfeffers in der Schweiz, die böhmischen Bäder) oder die auch den Römern schon bekannt waren (Aachen, Mont-Dore, Aix), scheinen ihre Kräfte nicht wesentlich verändert zu haben.

Die Verbindung der Quellwasser mit ihren flüchtigen oder fixen Bestandtheilen kann auf dreifache Weise erfolgen. Ein Theil dieser Stoffe wird unmittelbar dem Boden entnommen, der das Wurzelsystem der Quelle enthält (Kochsalz, Gyps, kohlensaure Kalkerde und Talkerde); andere Bestandtheile sind das Product von Zersetzungen, die das Wasser in dem Boden bewirkt (Kohlensäure aus der Zersetzung des Humus oder anderer Verbindungen des Kohlenstoffs; Schwefelwasserstoff aus der Zersetzung von Gyps oder anderer schwefelsauren Salze durch organische Substanzen; Natron- und Kalisalze aus der Zersetzung des Albits und Feldspaths durch heisse Wasser; Bittersalz durch gegenseitige Zersetzung von Gyps und Dolomit); noch andere Stoffe scheinen durch vulcanische oder analoge Processe gasförmig aus dem Erdinnern aufzusteigen und von den Quellwassern aufgenommen zu werden (Kohlensäure, Schwefelwasserstoff, Borsäure, Salmiak).

Literatur: Osann, *die Heilquellen Europa's*, 1839, 3 Vol; Simon, *die Heilquellen Europa's*, 1839; Stucke, *von den Mineralquellen im Allgemeinen und Zusammenstellung der bekannteren Deutschlands, der Schweiz und angrenzender Länder*, 1831; Vetter, *theoretisch-practisches Handbuch der Heilquellenlehre*, 1838; Struve, *über die Nachbildung der natürlichen Heilquellen*, 1824; Patissier, *manuel des eaux minérales de la France*, 1818; Rüsch, *die Mineralquellen und Bäder der Schweiz*, 1832; Bischof, *die vulcanischen Mineralquellen Deutschlands und Frankreichs*, 1826; — *die Bedeutung der Mineralquellen, in Schweigg. Jahrb.*, 1832; Berzelius, *die Mineralwasser von Karlsbad, Teplitz und Königswerth*, 1823; Longchamp, *mémoires sur les eaux minérales*, 1835; Löwig, *die Mineralquellen von Baden*, 1837; Daubeny, *rapport sur les eaux minérales et thermales, Instit.* 1836.

---

44. Flusssysteme.

Die Bäche und Flüsse oder Ströme setzen an der Oberfläche des Bodens in einem Strombette oder Rinnsale das Fliessen fort, welches unter der Oberfläche das Wasser den Quellen zuführt.

In einigen Strömen, besonders in heissen Klimaten, vermindert sich die Wassermasse durch das Uebergewicht der Verdampfung, oder des Eindringens in den Boden über die Quantität des zufliessenden Wassers, und nicht selten trocknet der Strom nach längerem Fliessen vollständig auf (Wadi's in Nordafrika, Ströme in Neu-

Holland). Die Mehrzahl der Ströme vergrössert sich, durch die Aufnahme von Zuflüssen, bis zur Ausmündung in einen grösseren Strom, in einen See, oder in den Ocean. Die baumartige Verzweigung eines Flusses von seiner Mündung aufwärts in alle seine Zuflüsse, bildet sein Flusssystem, die Fläche, die das Flusssystem bedeckt, heisst sein Stromgebiet, die äussere Zone des Stromgebiets, worin die Mehrzahl der Quellen liegen, der Quellenbezirk. Es enthalten die Stromgebiete der grösseren Flüsse an geogr. Quadratmeilen (n. Denzler)

Amerika.		Asien.	
Amazonenfluss	106000 Quadr.m.	Obi	57200 Quadr.m.
La Plata	55400 —	Jenisei	48600 —
Missisippi	61400 —	Lena	37100 —
Lorenzstrom	41100 —	Amur	36400 —
Mackenzie	27600 —	Hoang-ho	33600 —
		Jantse-kiang	34200 —
		Ganges u. Buramputer	27000 —
		Indus	19500 —
Afrika.		**Europa.**	
Nil	32600 Quadr.m.	Wolga	24800 Quadr.m.
Senegal	25600 —	Donau	14600 —
Zambeze	22000 —	Rhein	4080 —
		Po	1870 —
		Rhone	1760 —

Nach einer Bemerkung von Denzler ergibt sich, wenn die Linie, welche von der Hauptmündung aus gezogen das Stromgebiet halbirt, als mittlere Stromrichtung betrachtet wird, ein entschiedenes Uebergewicht der nach O fliessenden Ströme über die nach W fliessenden, oder eine sanftere Verflachung der Continente nach der Ostseite, ein steileres Abfallen nach der Westseite. Die Summe aller grösseren nach O abfallenden Stromgebiete ist mehr als 4 mal so gross, als diejenige der nach W abfallenden Stromgebiete, während das Gebiet der nach N fliessenden Ströme nicht beträchtlich von dem der nach S fliessenden abweicht.

Die Trennungslinie zweier angrenzender Stromgebiete heisst ihre Wasserscheide. Im Quellenbezirk ist diese öfters ein Gebirgskamm, oder der Rücken eines Hügelzuges; zuweilen aber liegt sie auch im Flachland und ist durch keine merkliche Unebenheit ausgezeichnet, während öfters ein mächtiges Gebirgssystem

ein Stromgebiet mitten durchsetzt. Die Wasserscheide zwischen den Quellenbezirken der Ostsee und des Eismeers einerseits, dem Schwarzen und Kaspischen Meere andererseits, fällt in das gegen 1500 Quadr.m. grosse, ganz flache Sumpfland von Minsk, das in einer absoluten Höhe von nicht 1000 Fuss liegt; Quellen des Missisippi und Lorenzstroms entspringen, zunächst dem SW Ende des Michigansee's, in einem Flachland von kaum 500 Fuss Meereshöhe. Dagegen durchschneidet der Jura die Stromgebiete der Rhone und des Rheins, und der Himalaya wahrscheinlich diejenigen des Indus und des Buramputer. — Selbst im höheren Gebirgsland finden sich entgegengesetzt fliessende Quellen und Bäche nicht selten im nämlichen Thalboden. Die Wasserscheide zwischen der Donau und dem Po liegt in dem Thale des Oberengadins, auf dem Malojapass, und der Silsersee, aus dem der Inn abfliesst, dürfte nur um 50 Fuss sich erhöhen, um auch der Adda Wasser zusenden zu können. Auch die Quellen des Indus und Dsangbo, auf der Hochfläche von Tübet, scheinen nicht durch beträchtliche Höhen getrennt zu sein. — Auf flachen Wasserscheiden findet zuweilen eine Verbindung zweier Flusssysteme durch Gabelung statt, wenn nämlich ein dem einen System angehörender Zufluss nahe an der Wasserscheide fliesst und an derselben eine Theilung erleidet, so dass ein Zweig desselben in das angrenzende Stromgebiet übertritt (Orinoco und Amazonenfluss durch den Cassiquiare; Cambodjafluss und Menam durch den Anan; Saluen und Irawaddi durch den Panlaun; Weser mit der Haase durch die Else).

Der dem Quellenbezirk näher gelegene Theil des Flusssystemes enthält den Oberlauf des Hauptstromes; nachdem die Mehrzahl der Zuflüsse sich zu einem grösseren Stamme vereinigt haben, beginnt der Strom seinen Mittellauf; wenn endlich die Wasser-

masse sich durch Ablagerung von Untiefen und Inseln oberhalb der Mündung wieder zu zertheilen anfängt, tritt der Strom in seinen Unterlauf. — Der Oberlauf zeigt die grösste Mannigfaltigkeit der Strombildung. Aus dem Abschmelzen der Schnee- und Eislasten der höchsten Gebirgskämme, oder aus Quellen entstehen Wildbäche (torrents), die, je nach der Beschaffenheit des Bodens, sich schnell im Gebirgsabhang ein tiefes Bett eingraben, oder als Staubbäche, Giessbäche, Cascaden über den festen Fels herabstürzen, oder durch Ablagerung von Steintrümmer und Schlamm den Boden erhöhen, und oft nach kurzem Lauf aus der einen dieser Formen in die andere übergehen. Viele dieser Gebirgswasser sind perennirend, viele fliessen nur beim Abschmelzen des Schnee's im Frühjahr, oder nach Gewittern im Sommer. Aus der Vereinigung mehrerer dieser Wildbäche geht der Gebirgsstrom hervor, nur durch seine Wassermasse und weil er in einem grösseren Thale fliesst, nicht aber durch mehr Gleichförmigkeit von seinen Zuflüssen unterschieden: bei geneigtem Thalboden von Fall zu Fall eilend und zwischen den Felsblöcken durchschäumend, die er in Anschwellungen fortwälzt; in flachen Thälern oft die ganze Breite des Thalgrundes mit Kies und Sand bedeckend und, jeder Eindämmung spottend, von der einen Seite sich auf die andere werfend. — Wo diese regellose Strömung ihr Ende erreicht, da beginnt der Strom seinen Mittellauf (die Alpenströme meist da, wo sie aus den See'n austreten, die sie am Fuss des Gebirges aufgenommen haben); von da an wird seine Geschwindigkeit gleichförmiger, er erscheint zwischen feste Ufer eingeschlossen und ist schiffbar. Das Geschiebe, das seine Zuflüsse ihm bringen, vermag der Hauptstrom weiter zu fördern und durch Reibung in Sand und Schlamm zu verwandeln, und jede Ablagerung, die bei niedrigem Wasserstand sich bildet, wird von einem nachfolgenden Hochwasser wieder weggeräumt. — Je mehr sich aber im Flachland die Stromlinie der Horizontale nähert, desto geringer wird die Geschwindigkeit und Stosskraft des Wassers, bis zuletzt auch bei Hochwasser der gefallene Schlamm liegen bleibt und der Strom gezwungen wird, sich neue Canäle zu suchen. Hier, im Unterlauf, tritt daher ein ähnlicher labiler Zustand des Strombettes wieder ein, wie im Oberlauf, fortdauernde Ablagerung und in Folge derselben ein

stetes Wandern und eine Zertheilung der Strommasse in zahlreiche Mündungen. (Serpentinen I. 358.

45. Bewegung der Wasserströme.

Die Geschwindigkeit der Strömung einer fliessenden Wassermasse ist abhängig von dem Gefälle, d. i. der Fallhöhe der Oberfläche auf eine bestimmte Stromlänge, von dem Widerstand des Strombettes und von der Adhäsion oder Reibung an dem Umfang des Strombettes; sie wächst bei zunehmendem Gefälle und nimmt ab bei grösserem Widerstand und vermehrter Reibung. Eine gleichförmige Geschwindigkeit kann nur entstehen, wenn die Beschleunigung, die das Gefäll, nach den Gesetzen des Falls auf schiefen Ebenen, erzeugen muss, in jedem Moment durch die Verzögerung, die aus dem Widerstand und der Reibung hervorgeht, aufgehoben wird. Es lässt demnach sich leicht übersehen, dass im Allgemeinen die Geschwindigkeit am grössten sein wird im Oberlauf, am geringsten im Unterlauf; dass sie zunimmt bei vermehrter Wassermasse, weil die Verzögerung durch die Reibung sich auf mehr Theile vertheilt; dass sie grösser ist über tiefen, geringer über seichten Stellen, wo der Einfluss der Reibung grösser wird; dass sie endlich an verschiedenen Punkten eines Strom- oder Wasserprofils (Querschnitt des Stromes) sehr ungleich und am grössten gegen die Mitte der Strömung, über der grössten Tiefe, d. h. über der Stromrinne, und in der Oberfläche sein wird, weil hier die geringste Reibung und das stärkste Gefäll wirksam sein müssen.

Mittlere Geschwindigkeit eines Stromprofils heisst diejenige, welche alle durch das Profil fliessenden Wassertheile haben müssten, damit eben so viel Wasser durchgehe, als, bei ungleicher Geschwindigkeit auf verschiedenen Punkten des Profils, wirklich durchfliesst. Bezeichnet v dieselbe, s den Flächeninhalt des Stromprofils, p den Umfang seiner Wände, a das Gefäll auf die Stromlänge l, so ist in regelmässigen Strombetten, unter Voraussetzung, dass die Beschleunigung durch den Widerstand aufgehoben werde, die Bewegung also gleichförmig sei, nach einer von Eytelwein gegebenen Formel, in rheinl. Fussen

$$v = 90{,}9 \sqrt{\frac{a\,s}{l\,p}},$$ oder, in franz. Fussen $$v = 89{,}35 \sqrt{\frac{a\,s}{l\,p}} \qquad (1).$$

Es wird nämlich der Widerstand, den die Bewegung des Wassers erleidet, sich verhalten 1. direct wie der Umfang des Stromprofils, 2. direct wie die Quadrate der Geschwindigkeiten (nach dem allgemeinen Gesetz von Newton), 3. umgekehrt wie der Inhalt der Stromprofile, da bei n fachem Inhalt der Widerstand auf n mal so viel Theile vertheilt wird. Bezeichnet also r den Widerstand im Stromprofil p, dessen Inhalt s, für die Geschwindigkeit v, und r′ denjenigen, wenn diese Grössen p′, s′, v′ sind, so ist

$$r : r' = \frac{pv^2}{s} : \frac{p'v'^2}{s'}.$$

Nach der Theorie der schiefen Ebene verhalten sich aber die Geschwindigkeiten, die zwei Körper am Ende ihrer Bewegung auf schiefen Ebenen erlangen, deren Grundlinien = l, l′ und deren Höhen = a, a′ sind, d. h. ihre Beschleunigungen, wie $\frac{a}{l} : \frac{a'}{l'}$, und da diese Beschleunigungen durch den Widerstand aufgehoben werden sollen, so muss sein

$$\frac{a}{l} : \frac{a'}{l'} = \frac{pv^2}{s} : \frac{p'v'^2}{s'}$$

also $$v = v' \sqrt{\frac{l'p'}{a's'}} \cdot \sqrt{\frac{as}{lp}}$$

oder $$v = C \sqrt{\frac{as}{lp}}$$

wo C eine constante Grösse ist, die durch directe Versuche über die Geschwindigkeit v′ eines Stromes, dessen Gefäll $\frac{a'}{l'}$, Profilumfang p′ und Profilinhalt s′ bekannt sind, bestimmt werden kann.

Auf Flüsse von unregelmässigem Strombett kann indess die Formel nicht angewandt werden, und es wird desshalb, wie auch schon zur Bestimmung der Constante in der Formel, eine directe Methode zur Auffindung der mittleren Geschwindigkeit nothwendig. Diese Methode besteht in der unmittelbaren Messung der Geschwindigkeit an möglichst vielen Punkten eines Stromprofils; aus diesen Bestimmungen lässt sich angenähert die in der Zeiteinheit durchfliessende Wassermenge und, durch Division derselben mit dem Inhalt des Stromprofils, die mittlere Geschwindigkeit herleiten. — Das Verhältniss der Geschwindigkeit an der Oberfläche zu der mittleren

und das Gesetz, nach welchem die Geschwindigkeit gegen die Tiefe zu abnimmt, ist noch unbekannt. Prony und Dubuat setzen die mittlere Geschwindigkeit in einer Verticale des Stromes gleich 0,8, Versuche von Ximenes auf dem Arno geben sie gleich 0,93 der Geschwindigkeit an der Oberfläche.

In verschiedenen Querprofilen eines Stromes wird, bei gleich starkem Gefäll, die mittlere Geschwindigkeit sich umgekehrt verhalten, wie der Inhalt der Stromprofile. Denn es seien s, s′ zwei Stromprofile, v, v′ die ihnen entsprechenden mittleren Geschwindigkeiten, so fliesst in der Zeit t durch das eine Profil die Wassermasse tvs, durch das andere tv′s′; es verlangt aber der Zusammenhang der Wassermasse, dass in gleicher Zeit durch alle Profile gleich viel Wasser durchfliesse, so dass

$$tvs = tv's'$$
$$vs = v's'$$
$$\text{oder} \quad v:v' = s':s \quad (2)$$

sein muss. Es erklärt sich hieraus die starke Zunahme der Geschwindigkeit, wenn das Strombett sich verengt, und ihre Abnahme bis zu scheinbarer Ruhe, wenn der Strom grössere Seebecken durchfliesst.

Mit Hülfe der Formeln (1) und (2) lässt sich angenähert die Höhe und mittlere Geschwindigkeit berechnen, die ein Strom erhält, wenn die Breite des Strombetts sich verändert.

Es sei nämlich $v = C\sqrt{\frac{as}{lp}}$, die Geschwindigkeit in dem früheren Stromprofil, $v' = C\sqrt{\frac{as'}{lp'}}$, die Geschwindigkeit im darauf folgenden Profil und das Gefäll constant, so ist

$$\frac{v}{v'} = \sqrt{\frac{sp'}{s'p}}$$

und da, nach der Formel (2), $vs = v's'$

so wird $$s'^3p = s^3p'.$$

Nimmt man nun an, die Stromprofile seien Rechtecke, ihre Grundlinien g, g′, ihre Höhen h, h′, so ist

$$s = gh, \quad s' = g'h'$$
$$p = g + 2h, \quad g' = g' + 2h'$$

und setzt man diese Werthe in die letzte Gleichung, so erhält

man aus den bekannten Grössen s, g, g′ die neue Höhe h′ durch die Gleichung des dritten Grades

$$g'^3(g+2h).h'^3-2h^3g^3.h'-h^3g^3g'=0 \qquad (3).$$

Aus h′ und g′ erhält man s′ und p′ und mit diesen aus der Formel (1) die zugehörige Geschwindigkeit v′.

Aus demselben Princip folgt auch, dass bei jeder Zunahme des Gefälls und der hiedurch vermehrten Geschwindigkeit die Höhe abnehmen, das Längenprofil (Fig. 1. *a*) daher eine convexe Biegung erhalten muss, während

umgekehrt (Fig. 1. *b*) jede Abnahme der Geschwindigkeit mit einer Zunahme der Wasserhöhe und mit einer concaven Biegung des Längenprofils in Verbindung steht. — Auch das Querprofil (Fig. 2) ist an der Oberfläche durch eine convexe Curve begrenzt, deren Scheitel *c* mit dem Punkt der grössten Geschwindigkeit zusammenfällt und also über der Stromrinne liegt. Je grösser die Geschwindigkeit in *c* im Verhältniss zu derjenigen am Rande *a*, *b* ist, desto grösser ist auch der Pfeil *cd*, oder die Höhe des Scheitels über der Horizontallinie. Nach einem Princip von Bernoulli wird nämlich der Druck, den das in Bewegung befindliche Wasser ausübt, um eine seiner Geschwindigkeit entsprechende Grösse vermindert, indem der aus der Druckhöhe folgende Druck bereits auf die Ertheilung dieser Geschwindigkeit verwendet wird. Da aber das hydrostatische Gleichgewicht verlangt, dass die verschiedenen verticalen Wassersäulen eines Querprofils gleichen Druck erleiden und ausüben, so müssen die einen durch grössere Höhe wieder gewinnen, was sie durch ihre Bewegung verlieren.

Das Maximum des Gefälls und also auch der Geschwindigkeit findet statt in Wasserfällen, bei welchen der Fels so zurücktritt, dass das Wasser frei und ohne ihn zu berühren, herabfällt. Eine Verzögerung entsteht nur durch den Widerstand der Luft. Durch

die Mengung mit derselben wird das Wasser theilweise, oder nach seiner ganzen Masse so fein zertheilt, dass es wie Staub erscheint. Bei höheren Fällen lässt sich die Verzögerung und der Uebergang des beschleunigten in einen gleichförmigen Fall von Auge wahrnehmen. Zu den Wasserfällen dieser Classe gehören: der Staubbach in Lauterbrunnen, von 900′ Höhe; der Obere Reichenbach in Hasli, 200′ hoch; der Niagarafall, 160′ hoch und 4000′ breit. — Kaum geringer ist die Geschwindigkeit in den Wasserfällen einer zweiten und zahlreichen Classe, deren Strom zwar die hintere Wand bedeckt und durch sie verzögert wird, nach seiner Hauptmasse aber doch vertical herabstürzt (Velinofall bei Terni, 300′ hoch; Anienofall bei Tivoli; Aarfall der Handeck, bei 150′ hoch). — Auch Wasserfälle mit geneigtem oder durch Stufen unterbrochenem Strombett gehören zu den durch malerische Umgebung ausgezeichnetsten Naturerscheinungen (Unterer Reichenbach; Rheinfall bei Schaffhausen, 75′ hoch und bei 500′ breit; Trolhätta in Schweden, 110′ hoch; Bogotafall bei Tequendama in Neu-Granada, bei 530′ hoch). — Verflächt sich das Strombett noch mehr, so gehen, bei unebenem Felsbett, die Wasserfälle über in Katarakten, in denen der reissend schnelle Strom sich an den verborgenen oder hervorragenden Felsen bricht (Rheinfall bei Laufenburg; das Eiserne Thor der Donau bei Orsowa; Katarakten des Nils z. Th.; Sauts in Canada; Raudales des Orinoco); bei gleichförmigerem Strombett in Stromschnellen, durch reissende Strömung ausgezeichnet (Katarakten des Nils z. Th.; Rapides in Canada). — Erstrecken sich die Unebenheiten nur auf einen Theil des Strombettes, so entstehen Strudel, Wirbel, Widerströme (Donaustrudel oberhalb Linz). Unabhängig von der Neigung des Strombettes können das Gefälle und die Geschwindigkeit vermehrt und Stromschnellen erzeugt werden, durch eine starke Verminderung der Strombreite; von dieser Art scheinen die berühmten Stromschnellen des Connecticut und des Amazonenflusses. — Sehr grosse Geschwindigkeit und zerstörende Gewalt erhalten gewöhnliche Gebirgsbäche, wenn sich grosse Wassermassen nach Gewitterregen oder plötzlichem Abschmelzen des Schnee's in hohen, trichterförmigen Thalgründen ansammeln und durch einen Engpass mit starkem Gefäll in das Hauptthal stürzen.

Die ganze Masse erscheint, von heftigem Sturmwind und dem Getöse der fortgerissenen Felstrümmer begleitet, plötzlich am unteren Ausgang des Engpasses, folgt pfeilschnell dem bisherigen Strome, dessen Wasser sie mit aufnimmt, wälzt wie ein colossaler Knäuel sich um sich selbst, und breitet sich dann aus, ist aber meist auch nach kurzer Zeit, oft in weniger als 1 Stunde, grösstentheils abgeflossen (Surell). — Eine bedeutende Erweiterung des Strombettes hat dagegen ein Sinken des Wasserspiegels, Verminderung oder fast gänzliche Aufhebung des Gefälls und der Bewegung zur Folge (See'n in Canada und Skandinavien, Doubs bei Locle).

Der grosse Wechsel aller Verhältnisse gestattet keine Bestimmung einer mittleren Geschwindigkeit im Oberlauf der Ströme. Nach der Formel von Eytelwein berechnet Surell die mittlere Geschwindigkeit der Wildbäche (torrents) zur Zeit gewöhnlicher Anschwellungen gleich 43′,96, bei einem Gefäll von 6 p. c. Nach Bouguer war der vom schnell geschmolzenen Schnee erzeugte Strom, der 1742 sich vom Cotopaxi herabwälzte, an mehreren Stellen bis 120 Fuss tief, und seine Geschwindigkeit betrug noch in 3 bis 4 lieues vom Fusse des Berges 40 bis 50 Fuss in 1″, seine mittlere Geschwindigkeit auf eine Entfernung von 30 lieues war 21′,4.

Für schiffbare Ströme kann die mittlere Geschwindigkeit bei mässiger Strömung zu 2 bis 4 Fuss in 1″, bei schneller Strömung zu 4 bis 10 Fuss in 1″ angenommen werden, sie beträgt im

Rhein	bei	Basel	bei	höchstem	Stand	7,1	fr.	Fuss	n. Escher.
—	—	—	—	mittlerem	—	4,3	—	—	
—	—	—	—	niederstem	—	3,2	—	—	
—	—	Bonn	—	mittlerem	—	4,0	—	—	n. Berghaus.
Donau	—	Ulm	—	—	—	7,0	—	—	
—	—	Passau	—	—	—	5	—	—	
Seine	—	Paris	—	—	—	2	—	—	n. d'Aubuisson.
Rhone u. Durance, bei Avignon					—	6	—	—	

Sowohl geringere Neigung, als Erweiterung des Strombettes werden immer mehr vorherrschend, je weiter der Strom seinen Lauf fortsetzt, sie charakterisiren vorzugsweise den Mittel- und Unterlauf. Die Geschwindigkeit wird zuletzt dem Auge unmerkbar, und an der Ausmündung der Ströme in See'n und Meere lässt sich das weitere Vordringen des Flusswassers nur in der Trübung oder

dem verminderten Salzgehalt des Seewassers wahrnehmen; von dem Schlamm des Hoang-ho hat das Gelbe Meer seinen Namen; das Meer zeigt über 100 Seemeilen weit von der Mündung des Amazonenflusses geringeren Salzgehalt.

Zur Messung der Geschwindigkeit der Strömung dienen Rheometer oder Strommesser. Dahin gehören die Pitot'sche Röhre, rechtwinklich umgebogen, so dass das in den horizontalen Schenkel einströmende Wasser in dem verticalen Schenkel aufsteigt; der Stromquadrant, den Winkel anzeigend, den ein vom Strom fortgezogenes Pendel mit der Verticale bildet; Michelotti's hydraulische Schnellwaage, welche die Stosskraft des Stroms auf eine verticale Tafel durch ein Laufgewicht angibt; die Wasserfahne von Ximenes, und das Tachometer von Brünning, die auf ähnlichen Grundsätzen beruhen; der hydrometrische Flügel von Woltmann, welcher die Anzahl von Umdrehungen in gegebener Zeit bestimmt, die durch den Stoss des Stromes auf vier an einer Axe befestigte Flügel bewirkt werden.

Literatur: Bossut, *Hydrodynamik*, mit Anmerk. und Zusätzen von *Langsdorf*, 1791; Dubuat, *principes d'hydraulique*, 1786, deutsch, mit Anm. und Zusätzen von *Eytelwein*; Langsdorf, *Hydraulik*, 1794; — *System der Maschinenkunde*, 1826, I; Gerstner, *Handb. der Mechanik*, 1832, II; Funk, *die wichtigsten Lehren der Hydraulik*, 1820; Michelotti, *hydraulische Versuche*, herausgegeben von *Eytelwein*, 1808; Brünning, *über die Geschwindigkeit des fliessenden Wassers*, 1798; Woltmann, *Theorie und Gebrauch des hydrom. Flügels*, 1790; Fabre, *théorie des torrents et des rivières*, 1797; Wiebeking, *Wasserbaukunst*, 1798; Eytelwein, *Mech. fester Körper und Hydraulik*, 1823; d'Aubuisson, *tr. d'hydraulique*; deutsch von *Fischer*, 1835; Surell, *les torrents des Hautes-Alpes*, 1841; Muncke, Art. *Hydrodynamik* und *Strom* im *neuen Gehler*; Otto, *Hydrographie*, 1800; Berghaus, *Länder- und Völkerkunde*; v. Leonhard, *popul. Geologie* u. a. beschreibende Werke.

46. Bewegung des Geschiebes durch die Ströme.

Die festen Körper (Felsblöcke, Kies, Sand, Schlamm), welche durch den Stoss des fliessenden Wassers fortbewegt oder schwebend von ihm getragen werden, heissen sein Geschiebe, und wenn sich mit der progressiven Bewegung eine rotirende verbindet, Gerölle.

Die mächtigen Felsblöcke, welche oft dicht gedrängt in den Strombetten der Gebirgsthäler liegen, zeugen deutlich von der Kraft der Ströme, wenn dieselben in starken Anschwellungen mit einer durch die Wassermasse und das starke Gefäll reissend gewordenen Geschwindigkeit fortstürzen. Die Fluth des Bagnethales (1818) hat Blöcke von mehreren tausend Cubicfuss Inhalt bis in das Hauptthal nach Martigny gewälzt. Auch die, im August 1834, durch

Regen und das schnelle Abschmelzen der Gletscher hoch angeschwollenen Alpenströme, obgleich weit schwächer als die Bagnefluth, vermochten Felsmassen von viertausend Cubicfuss bedeutend weit fortzuführen, und Blöcke von mehr als eintausend Cubicfuss Inhalt wurden bei 12 Fuss hoch über den gewöhnlichen Wasserstand auf andere Blöcke abgesetzt und sind daher nicht nur fortgewälzt, sondern aufgeschnellt oder schwebend getragen worden. Zugleich aber ergibt sich aus allen Erfahrungen in den Alpen, dass, so wie die Stromgeschwindigkeit durch geringeres Gefäll oder Erweiterung des Strombettes abnimmt, die grossen Blöcke sogleich liegen bleiben. Alle grösseren Blöcke, die von der Bagnefluth fortbewegt wurden, sind in dem nächsten zurückliegenden Engpasse aus alten Schuttanhäufungen losgerissen worden, und keiner derselben hat einen der vielen Thalgründe, die zwischen jenen Engpässen liegen, zu durchlaufen vermocht. Noch weniger war dieses der Fall im Sommer 1834, und von den zahllosen Blöcken, welche damals in die südlichen Seitenthäler (V. Malenco, V. S. Giacomo, V. Misocco, V. Leventina u. s. w.) herabgewälzt wurden, hat keiner das Hauptthal erreicht. Auch von der zerstörenden Fluth des Cotopaxi (1742) weiss Bouguer, als Beweis der grossen Gewalt des Wassers, nichts Bedeutenderes anzuführen, als dass der Strom Blöcke von 10 bis 12 Fuss im Durchmesser auf beinahe horizontaler Fläche 14 bis 15 Klafter weit fortgeführt habe. »Die angeschwollenen Gebirgswasser, sagt Surell, wälzen oft mächtige Haufwerke von Blöcken vor sich her; man sieht diese Blöcke 10 Fuss hoch und mehr aufspringen, bevor das Wasser selbst noch sichtbar wird, aber alle grösseren Blöcke bleiben in der Nähe des Engpasses, aus welchem der Strom heraustritt, liegen.«

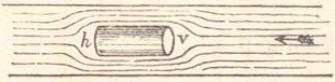
Nach Bestimmungen von Dubuat widerstehen auf dem Grunde des Stromes einer

Geschwindigkeit von 3 Fuss, eckige Kiesel von der Grösse eines Eies;
— — 2 — abgerundete Kiesel von 1 Zoll Duchmesser;
— — 8 Zoll, grober und eckiger Sand;
— — 6 — feiner Sand;
— — 3 — feiner Schlamm.

Es vermag der Rhein noch bis unterhalb Bonn die ihm von seinen Zuflüssen hergeführten Kiesel fortzurollen und erst unterhalb

Arnheim und Nymwegen besteht sein Bett nur aus Sand und Schlamm (Wiebeking).

Man hat die Grösse der durch den Stoss des Wassers zu bewegenden Massen auch theoretisch abzuleiten versucht. Ein Cylinder, der mit horizontaler Axe in ruhendem Wasser eingesenkt ist, erleidet von allen Seiten gleichen hydrostatischen Druck und wird daher nicht bewegt. Fliesst aber das Wasser in der Richtung der Axe des Cylinders, so werden die Wasserfaden, die den Raum, den der Cylinder einnimmt, durchfliessen sollten, vor demselben abgelenkt und genöthigt, zwischen den Seitenflächen und der an sie angrenzenden Wassermasse sich durchzudrängen, wodurch ihre



Geschwindigkeit erhöht wird. Vor der vorderen Grundfläche bleibt eine Quantität Wasser v, das Vorderwasser (proue fluide), das an die Grundfläche angepresst wird und den hydrostatischen Druck auf dieselbe vermehrt. An der hinteren Grundfläche vereinigen sich die seitwärts abgeflossenen Wasserfaden, lassen aber auch zwischen der Grundfläche und ihrer inneren Grenze eine Quantität Wasser h, das Kielwasser (poupe fluide), dessen Theilchen sie mit ihrer erhöhten Geschwindigkeit fortzureissen streben; da hiedurch in h selbst eine grössere als die allgemeine Geschwindigkeit entsteht, so wird der hydrostatische Druck auf die hintere Grundfläche vermindert. Beide Veränderungen des hydrostatischen Drucks addiren sich zu einer Kraft, welche den Cylinder in der Strömung fortbewegt. — Aus dem Princip, dass die Kraft des Stosses, und also auch der hydraulische Druck, oder der Stoss der Flüssigkeit, dem Quadrat der Geschwindigkeit proportional und wenigstens dem Gewicht des gestossenen Körpers gleich sei, leitet Muncke für den Durchmesser d einer Kugel, die von einer sie umgebenden, mit der Geschwindigkeit v fliessenden Flüssigkeit bewegt wird, folgende Formel ab, worin γ das spec. Gewicht des Körpers unter der Voraussetzung, dass dasjenige der Flüssigkeit gleich 1 sei, bezeichnet:

$$d = 0{,}03943 \frac{v^2}{\gamma - 1}.$$

Als Längeneinheit der Formel ist der fr. Fuss vorausgesetzt. Die

Resultate, welche die Formel gibt, stimmen mit denjenigen von Dubuat ziemlich gut überein. Berechnet man jedoch nach ihr den Durchmesser von Felsblöcken, deren spec. Gewicht =2,5, wenn sie von einer Wasserfluth bewegt werden sollen, die 50 Fuss in der Secunde durchläuft, so findet man d=66, was, nach den von Bouguer angeführten Thatsachen, zu viel scheint. Allerdings ist in der Formel die Reibung am Boden nicht berücksichtigt und der Körper kugelförmig vorausgesetzt worden.

Verbindet man die Formel mit derjenigen des vorigen §, so findet man für den Durchmesser der Blöcke, die von einem Strom fortgestossen werden, dessen Gefäll $\frac{a}{l}$, der Inhalt des Wasserprofils s und sein Umfang p ist,

$$d=314{,}8\,\frac{a\,s}{lp(\gamma-1)}.$$

Ob sich mit der progressiven Bewegung des Körpers eine rotirende verbindet, hängt ab von dem Verhältniss des Widerstandes, den die Reibung der Flüssigkeit entgegensetzt, zu dem Rotationsmomente, d. h. zu dem Producte P×AC (4) der Stosskraft in die Entfernung ihrer Richtung vom Schwerpunkt des Körpers. Geht diese Richtung durch den Schwerpunkt, so erfolgt keine Rotation; geht sie nicht durch den Schwerpunkt, so wird die Rotation den Widerstand der Flüssigkeit um so eher überwinden, je grösser das Rotationsmoment ist, je grösser also P, oder die dem Quadrat der Geschwindigkeit proportionale Stosskraft der Flüssigkeit, oder je grösser AC sein wird. Sind die Körper sehr klein, wie Sandkörner, so ist ein grösseres AC unmöglich, das Rotationsmoment wird meistens kleiner sein als der Widerstand, und die Körner werden nur eine progressive Bewegung haben. Sehr grosse Körper gestatten zwar ein grosses Rotationsmoment, es steigt aber mit ihrem Volumen auch die Reibung, und zwar in stärkerem Verhältniss, als jenes Moment, besonders wenn ihre Gestalt sehr von der Kugel abweicht, und es wird daher auch eine obere Grenze der Körpergrösse geben, über welche hinaus keine Rotation mehr Statt findet. Die absolute Grösse dieser zwei Grenzen wird vorzüglich abhangen von der Gestalt der Körper, der Beschaffenheit der Flüssigkeit und der Geschwindigkeit der Strömung, und je grösser die Fluidität und die

Geschwindigkeit der Flüssigkeit sind, desto weiter werden sie aus einander liegen. In gewöhnlichem Wasser werden sowohl Sandkörner, als sehr grosse Blöcke selten rollen; in schlammigem Wasser werden auch kleinere Kiesel nicht mehr rollen; in Schlammströmen, die Gesträuche, Baumstämme und grössere Felsstücke fortreissen, wird gar keine, oder nur eine sehr unterbrochene Rotation statt haben können. — Geschiebe, welche von einem Strom fortgetragen werden ohne zu rotiren, liegen so, dass ihr grösster Durchmesser der Richtung des Stromes folgt und der kleinste auf ihr senkrecht steht, weil in dieser Lage das Rotationsmoment seine kleinsten Werthe erhält und auf den stärksten Widerstand trifft, der Körper daher sich in stabilem Gleichgewicht befindet.

Je mehr die Reibung und der Widerstand zunehmen, desto häufiger werden auch die kleineren Partialbewegungen im Inneren des Stromes gehemmt und aufgehoben, die Geschiebe können um so weniger leicht ihre gegenseitige Lage verändern, und die Strömung nähert sich mehr und mehr der Bewegung eines starren Körpers auf schiefer Ebene.

Die Reibung und der Stoss der fortbewegten Körper unter sich und am Strombett bewirkt eine Abrundung aller schärferen Kanten und Ecken, ein Zertrümmern der grösseren Stücke und die Bildung von Sand und Schlamm. Durch die Rotation wird die Abrundung vorzüglich befördert. Tafelförmige Stücke rotiren um eine stabile, auf ihre Fläche senkrechte Axe und erhalten die Gestalt runder Scheiben, während Stücke von ungefähr gleichen Dimensionen ihre Rotationsaxe häufig verändern und hiedurch kugelförmig werden. Es erfolgt diese Abrundung oft in sehr kurzer Zeit. Durch eine einzige, heftige Strömung bei Schönau im Schwarzwald, ein steiles aber nur eine Viertelstunde langes Thal hinunter, wurden zahllose, gut gerundete Granit- und Porphyrgerölle erzeugt, wovon sehr viele wenigstens ½ Fuss im Durchmesser, nicht wenige 1 bis 2 Fuss im Durchmesser halten (Frommherz). — Die mineralogische Beschaffenheit der Steinart hat auf die Zeitdauer, die zur Abrundung erfordert wird, den grössten Einfluss. Weichere Gesteine, wie viele Thone und Sandsteine, können nicht Gerölle bilden; weichere Kalksteine sind schnell abgerundet, können aber auch meistens nicht weit gerollt werden, ohne zu kleinen Körnern oder Schlammtheilen

zerrieben zu werden; festere Sandsteine und Kalksteine leisten länger Widerstand; noch besser halten sich viele Granite und Porphyre; am längsten können compacte Hornblend- und Feldsteingebirgsarten ausdauern. — Die Geschiebe jeder Steinart werden um so mehr verkleinert, je weiter sie sich von ihrem Stammort entfernen, allein das Verhältniss dieser Verminderung ihres Volumens ist für jede Steinart ein eigenthümliches. In manchen Thälern des Schwarzwalds kommen (n. Frommherz) runde Geröllblöcke von 1 bis 2 Fuss im Durchmesser in grosser Menge vor, zuweilen auch von 3 bis 4 Fuss; bei Basel mögen die alten Rheingerölle, die grösstentheils aus dem Schwarzwald stammen, im Mittel die Grösse eines Apfels haben; bei Heidelberg hat sich das Maximum dieser Grösse bis zu der einer Haselnuss vermindert (Bronn).

Literatur: Dubuat, *principes d'hydraulique III*; d'Aubuisson, *traité d'hydraulique*; v. Langsdorf, *Maschinenkunde I*; auch andere allgemeine Werke über Hydraulik, ferner: Muncke, Art. *Stoss* im *neuen Gehler*; Surell, *torrents des Hautes Alpes*, 1841; Frommherz, *Diluvialgebilde des Schwarzwalds*, 1842

47. Wassermasse der Ströme.

Die Quantität Wasser, die in einer bestimmten Zeit durch einen Querschnitt des Strombettes durchfliesst, ist veränderlich, da weder die Geschwindigkeit der Strömung, noch die Höhe des Wasserstandes im Profil sich stets gleich bleiben. Fällt der Quellenbezirk in eine Gegend, die periodischen Regen unterworfen ist, wie meist derjenige der Ströme in südlichen Ländern und in der tropischen Zone, so erleiden die Ströme starke Anschwellungen während und nach der Regenzeit, und es werden diese Anschwellungen oft so bedeutend, dass der Strom regelmässig aus seinen Ufern tritt und Tausende von Quadratmeilen der Niederungen überschwemmt. Der Ganges und Buramputer fangen an zu steigen Ende April; der Ganges ist Ende Juni um 15 Fuss gewachsen, er steigt noch rascher bis auf 32 Fuss, so dass alles zwischenliegende Flachland, bei 15000 Quadr.m. ein See ist, und auf dieser Höhe erhält er sich bis Mitte August; seine grösste Höhe über den niedrigsten Stand beträgt bei Allahabad 44½ Fuss. Der Nil ist in Unter-Aegypten Mitte Mai am niedrigsten, das Steigen wird erst von Mitte Juni an merklich; die grösste Höhe fällt in die erste Hälfte Augusts, und von Anfang

September an ist fortdauerndes Fallen; die Differenz zwischen dem tiefsten und höchsten Stand beträgt in Oberägypten 30 bis 35 Fuss, in Mittelägypten 20 bis 25 Fuss, in Unterägypten 14 bis 15 Fuss. Aehnliche Verhältnisse am Senegal und Zaire, am Missisippi, Orinoco, Amazonenfluss, la Plata. Liegt dagegen der Quellenbezirk in Gebirgsland, das einen Theil des Jahres mit Schnee bedeckt und dessen Boden zugefroren ist, so fällt die Wassergrösse in die Zeit, da der Boden aufthaut und der meiste Schnee schmilzt; in Hochgebirgen vorzüglich in die Monate da die Gletscher am stärksten und ohne Unterbrechung abschmelzen; für die Hochalpen in den Juni, Juli und August, in Folge anhaltender Süd- und Südwestwinde und der durch diese Winde gebrachten warmen Regen. Der tiefste Wasserstand des Rheins bei Basel fällt in den Januar, der höchste in den Juli (n. Merian); bei Köln und Emmerich dagegen fällt der tiefste Stand in den October, dann wächst der Strom bis zu einem Maximum im Februar oder März, das vom Abschmelzen des Schnee's in der Gegend der näheren Zuflüsse herrührt, nimmt wieder ab bis zum Mai und erreicht ein zweites Maximum im Juli, das demjenigen in Basel entspricht (n. Bergh.). Die Elbe und Oder, die nicht wie der Rhein aus Hochgebirgen herfliessen, haben nur ein Minimum im September oder October, und ein Maximum im März. — Beträchtliche Erhöhungen des Wasserstandes und verderbliche Ueberschwemmungen der Niederungen veranlasst oft der Eisgang, das Aufbrechen der Eisdecke der Ströme durch den Druck der tieferen Wassermasse nach Oben, und das Fortführen der losgewordenen Eistafeln durch die Strömung. Wird der Abgang des Eises gehemmt, indem das schwimmende Eis auf noch festsitzendes stösst, oder sich in einander einkeilt, so werden die Tafeln über einander geschoben, es entstehen Eisdämme, und das Wasser staut sich an denselben auf. Am Rhein, der Weser und Elbe fällt der Eisgang meist in den Februar, und das Wasser steigt zuweilen 20 bis 30 Fuss über seinen niedrigsten Stand. — Auch starke Gewitterregen und länger anhaltende Landregen können ausserhalb der Epoche des regelmässigen Maximums grössere Anschwellungen erzeugen, die aber nur in kleineren Flussgebieten Einfluss auf den Hauptstrom ausüben, in ausgedehnteren aber, wegen zu grosser Verbreitung der auf einen beschränkten Bezirk gefallenen Wasser-

masse, unmerklich werden. In Gebirgsgegenden haben viele Graben nur nach starken Gewitterregen fliessende Wasser.

Nach einer gewöhnlichen, aber sehr willkührlichen Annahme, fliesst jährlich durch einen Strom die Hälfte der in gleicher Zeit auf sein Gebiet fallenden Hydrometeore ab, die andere Hälfte verdampft oder wird zur Vegetation verwendet (§. 41).

Die Wassermasse der grösseren Ströme ist sehr unvollkommen bekannt, weil genauere und längere Zeit fortgesetzte Messungen der Geschwindigkeit und Berechnungen des Inhalts der Stromprofile fehlen.

Die Garonne bei Toulouse führt (n. d'Aubuisson) bei niedrigstem Stande in 1 Stunde eine Wassermasse von kaum 5 Mill. Cubicfuss, bei gewöhnlichem Stande von beinahe 15 Mill. Cubicfuss.

Die Seine bei Paris führt (n. d'Aubuisson), bei mittlerer Breite von 130^m und $1^m,5$ mittlerer Tiefe, in 1^h gegen 14 Mill. Cubicfuss vorüber.

Der Rhein bei Basel hat (n. Escher und Merian) ein Gefäll von 0'357 auf 1000', sein Wasserstand schwankt um 21 Schweizerfuss ($1' = 0^m,3$), bei mittlerem Stand ist die Geschwindigkeit 4',6 in der Secunde, das Stromprofil hat 6760 Quadr.Fuss Inhalt, und die abfliessende Wassermasse beträgt daher stündlich 112 Mill. Cubicfuss. — Bei Emmerich, vor der Theilung des Rheins, beträgt (n. Bergh.) das Gefäll 0',117 auf 1000', die mittlere Geschwindigkeit $1^m,08 = 3',6$ in der Secunde, die in 1^h durchfliessende Wassermasse 265 Mill. Cubicfuss.

Der Nil bei Syout (n. Girard) hat bei niederem Wasserstand eine mittlere Geschwindigkeit von $1^m,21$ in der Secunde und das in 1^h durchfliessende Wasser misst 2½ Mill. Cubicmeter, oder 71 Mill. fr. Cubicfuss, bei hohem Wasserstand wächst die Geschwindigkeit bis zu $1^m,97$ in der Secunde und die durchfliessende Wassermasse auf 37 bis 40 Mill. Cubicmeter, oder 1075 Mill. Cubicfuss.

Der Indus hat (n. Wood und Burnes) von Mittun bis zum Meer ein Gefäll von 0',082 auf 1000', die abfliessende Wassermasse beträgt stündlich im August 1606 Mill. engl. Cubicfuss, im December 147 Mill. Cubicfuss.

Der Ganges führt bei Sicligully (n. Prinsep) in 1^h im jährlichen Mittel 1800 Mill. engl. Cubicfuss dem Meere zu.

Der Missisippi soll (n. Prinsep) in 1^h im jährlichen Durchschnitt 1980 Mill. Cubicfuss dem Meere zuführen.

An mehreren Strömen von Mitteleuropa, für welche man im Besitz weit zurückgehender Nachrichten ist, hat man eine merkliche Abnahme der mittleren Wassermasse wahrgenommen. Für die Oder beträgt diese Verminderung, nach Vergleichung der Stände bei Küstrin im Anfang und am Ende der 60 Jahre vor 1835 (n. Bergh.), $1\frac{1}{4}$ Fuss. — Für die Elbe ergibt sich, wenn die mittlere Höhe bei Magdeburg aus der ersten Hälfte des mit 1830 abschliessenden Jahrhunderts mit derjenigen aus der zweiten verglichen wird, eine Abnahme von $1\frac{3}{4}$ Fuss. — Der Rhein bei Basel zeigt während der 30 Jahre vor 1838 (n. Merian) eine Verminderung von 0′,675. — Auch die Wolga bei Astrachan und die Rhone bei Lyon sollen eine Abnahme in ihrem mittleren Stande zeigen. — Dass in noch früherer, meist vorhistorischer Zeit der Wasserstand der Ströme grösser als der gegenwärtige gewesen sei, geht mit Wahrscheinlichkeit hervor aus der grossen Breite und Tiefe unserer Stromthäler und den Ablagerungen groben Gerölles an vielen Stellen, wo die Ströme jetzt nur Sand und Schlamm absetzen.

Die Veränderungen des Wasserstandes der Flüsse werden an vertical in dem Strom aufgerichteten Maassstäben, oder Pegel'n gemessen, deren Eintheilung von einem willkührlich gewählten tiefsten Punkte aus aufwärts steigt. Die Höhe des Nils wird gemessen an dem Nilometer auf der Insel Roudah bei Cairo, ein älterer Nilometer stund auf des Insel Elephantine.

48. Beschaffenheit des Flusswassers.

Die Mannigfaltigkeit in der Zusammensetzung, welche die Quellwasser zeigen, verschwindet um so mehr, je ausgedehnter und reicher an Zuflüssen ein Flusssystem ist. Nur in dem Quellbezirk oder in seiner Nähe finden sich noch Bäche und Ströme mit Salz- oder Soolwasser (Steppenflüsse in Südrussland und Asien), oder mit saurem Wasser (Rio Vinagre am Purace bei Popayan, mit Schwefelsäure- und Salzsäuregehalt), oder die Kalksinter absetzen und Incrustationen bilden (Clermont in Auvergne, S. Vignone und S. Filippo in Toscana, Kerka in Dalmatien), oder die Erdöl führen (Oil-creek oder Oelbach in Pensylvanien). In grösseren Strömen

ist der höhere Gehalt einzelner Quellen an aufgelösten Stoffen in dem Gemenge mit dem reineren Wasser der meisten Zuflüsse kaum mehr bemerklich und ihr Wasser ist nicht wesentlich verschieden von demjenigen der Süsswassersee'n, oder von gewöhnlichem Brunnwasser. So enthält in 1000 Th. das Wasser

	der Aar bei Bern	des Rheins bei Basel
Kohlens. Kalkerde	0,1522	0,1279
Kohlens. Talkerde	0,0168	0,0135
Schwefels. Kalkerde	0,0174	0,0154
Schwefels. Talkerde	0,0260	0,0039
Schwefels. Natron	0,0009	0,0018
Chlornatrium	0,0003	0,0015
Kieselerde	0,0027	0,0021
Verlust	0,0050	0,0050
Feste Bestandtheile	0,2213 PAGENST.	0,1711 PAGENST.

Sehr beträchtlich ist aber oft die Menge fester, dem Flusswasser mechanisch beigemengter Stoffe.

Bäche und Ströme, die unter Gletschern hervortreten, sind durch fein zertheilten, meist granitischen Sand milchweiss, oder durch Kalkschlamm grau gefärbt. Nur im Winter, vielleicht weil die Bewegung der Gletscher durch den Frost gehemmt ist, treten die Gletscherwasser klar hervor. — Die Trübung der Alpengewässer bleibt denselben in geringerem Grade auch im Hauptstrom, und erst aus den See'n, die am Saume der Alpen die meisten Ströme aufnehmen, fliessen sie ganz klar ab.

Einige Ströme (Tiber, Hoang-ho) sind fast immer trübe, andere nur bei Anschwellungen. Im Rhein bei Bonn fand HORNER bei niedrigem, aber trübem Wasser in 1 Cubicfuss 28 Gran Schlamm, oder $\frac{1}{16000}$ des ganzen Gewichts, so dass jährlich an Schlamm 53 Millionen Cubicfuss, oder ein Würfel von 376 Fuss Seite abfliessen. In anderen Strömen ist der Schlammgehalt weit bedeutender und steigt von $\frac{1}{200}$ bis $\frac{1}{100}$. Im Wasser der Tiber fand ZANOTTI $\frac{1}{219}$ Schlamm; EVEREST in demjenigen des Ganges $\frac{1}{98}$, und es trübt auch derselbe das Seewasser bis 4 M. weit von seinen Mündungen auswärts. In dem Hoang-ho fand BARROW $\frac{1}{200}$ Schlamm; von der gelben Farbe, den er dem Meere mittheilt, heisst dieses die Gelbe See oder Hoang-hai; bei 6 Faden Meerestiefe lassen die Schiffe halbe Seemeilen weit ein gelb gefärbtes Fahrwasser zurück, und,

nach der Trübung des Seewassers in Stürmen, lässt sich schliessen, dass dieser Schlammgrund sich bis nach Korea erstrecke. — Der Nil führt bei niedrigem und mittlerem Stande vollkommen klares Wasser, in den Anschwellungen ist das Wasser röthlich und der Schlamm, dessen Ablagerung die Fruchtbarkeit von Aegypten erzeugt, soll nach MANFREDI $\frac{1}{132}$ der Wassermasse betragen. Nach einer Analyse von REGNAULT enthält der Nilschlamm in 100 Theilen

Thonerde	48
Kieselerde	4
Kohlens. Kalkerde	18
Kohlens. Talkerde	4
Eisenoxyd	6
Extractivstoff	9
Wasser	11
	100

Literatur: MUNCKE, Art. *Strom* im *neuen Gehler*; RITTER, *Erdkunde*. Die Analysen des Aar- und Rheinwassers in BISCHOF, *Wärmelehre*, 1837. — Ueber das Nilwasser, RUSSEGGER, *Reisen*, 1842, I. — A. DE HUMBOLDDT et DE RIVERO, *sur le Rio Vinagre*, *Ann. des sc. nat.* IV, *Ann. de Ch.* 27.

---

49. Schlammströme.

Zwischen unklarem Flusswasser, wie viele Ströme es führen, und breiartigem Schlamm, worin grobes Geschiebe, Felsblöcke, Baumstämme u. s. w. durch einander gemengt sind und längere Zeit schwebend erhalten werden, ist keine Grenze zu ziehen. Mit der Beschaffenheit der Masse ändern sich indess auch die Gesetze ihrer Bewegung, und während die Geschwindigkeit des trüben Flusswassers nach derselben Formel berechnet werden kann, die für reines Wasser aufgestellt wurde, muss diejenige der Schlammströme sich mehr und mehr der Bewegung zusammenhängender oder getrennter fester Massen annähern, die auf einer schiefen Ebene hinuntergleiten. Je nach der Flüssigkeit der Schlammmasse, der Quantität und Beschaffenheit der von ihr umwickelten festen Körper, der Gestalt des Strombettes und anderen Verhältnissen, muss, selbst bei gleichem Gefäll und Druck, die Geschwindigkeit sehr verschieden und für jeden besonderen Fall eine andere

sein. Die Rechnung führt hier zu keinem Resultate. Offenbar muss jedoch die Geschwindigkeit der grossen Reibung wegen stets geringer sein als bei vollkommener Fluidität und auch von der Oberfläche nach der Tiefe, so wie von der Mitte nach dem Rande zu weit stärker abnehmen. — Das Rollen grösserer Blöcke wird in einem solchen Mittel unmöglich und überhaupt jede Bewegung im Inneren der Masse, sofern sie nicht durch die Hauptbewegung selbst veranlasst wird, sehr erschwert. — Die Oberfläche der Masse wird weniger leicht, als diejenige einer vollkommen flüssigen, den Gesetzen des hydrostatischen Gleichgewichts gehorchen, und, wenn dieses eine Störung erleidet, nur langsam in dasselbe zurückkehren. Trifft daher der Strom auf eine Stauung oder Wendung des Strombettes, so erhöht sich die Masse, weil die frühere Geschwindigkeit ganz oder zum Theil aufgehoben wird, und die Schwere, aus welcher die neue Geschwindigkeit sich erzeugt, durch das Gewicht der sich aufstauenden Masse gehörige Kraft erlangen muss, um den Widerstand der Reibung im Inneren der Masse überwinden zu können.

Bäche, die aus Mooren abfliessen, führen braun oder schwarz gefärbte Wasser und setzen einen schwarzen Schlamm ab, der aus fein zertheiltem Torf und bituminöser Erde besteht. Zuweilen ist die Flüssigkeit, die aus den hannöverschen und irländischen Mooren ausbricht, so compact, dass sie in einem Tage kaum eine engl. Viertelmeile vorrückt; zuweilen auch wird der zähflüssige Strom von einer durch das Austrocknen, oder das Wurzelgeflecht starren Torfdecke belastet. Wo jedoch ein höheres Gefäll oder grössere Wassermassen eine vermehrte Geschwindigkeit erzeugen, kann der Stoss auch so gewaltig werden, dass Bäume entwurzelt, Gebäude zerstört und Felsblöcke fortgewälzt werden.

Die Wildbäche, die in den Alpen nach starken Gewitterregen in allen älteren oder neu ausgewühlten Gräben, oder längs den nackten Felsabhängen dem Thalboden zustürzen, sind schwärzlich grau oder braun gefärbte Schlammströme (Laves im Dialect von Dauphiné). Ihre Bewegung, sagt Surell, ist langsam, wie gehemmt, zuweilen theilen sie sich in mehrere Ströme; wenig hohe Gegenstände, die in ihrem Wege liegen, übersteigen sie, indem sie sich hinter denselben durch eine Art Wirbel aufthürmen. Der

dicke, rothe Schlammstrom, der den 15. Juli 1795 oberhalb Wäggis am Rigi ausbrach, war eine Viertelstunde breit und mehrere Klafter hoch, floss aber so langsam, dass man genug Zeit hatte, alle bewegliche Habe zu retten. Der Schuttstrom, der 1818 aus dem Bagnethal ausbrach, worin (n. Escher, aber wohl viel zu hoch angesetzt) die fortgeschleppten Trümmer, Baumstämme, Felsstücke beinahe die Hälfte der ganzen Masse betragen haben sollen, durchlief den bei 3 geogr. Meilen langen Weg vom Getrozgletscher nach Chable in ungefähr 35 Minuten, woraus eine mittlere Geschwindigkeit von 33 Fuss in der Secunde folgt, während Escher, nach der Formel von Eytelwein, diese Geschwindigkeit zu 77 Fuss berechnet. Beide Resultate sind illusorisch, da bei so grosser Ungleichheit des Terrains der Begriff einer mittleren Geschwindigkeit keine Bedeutung mehr haben kann. Der Strom durchlief zuerst den 1/4 Meile langen, nur 50 Fuss breiten, bei 100 Fuss tiefen Engpass von Mauvoisin unter dem Druck des im Plan Durand mehrere hundert Fuss hoch aufgestauten See's mit reissender Geschwindigkeit, verlor aber in dem fast horizontalen, breiten Thalboden von Mazerin wohl den grösseren Theil derselben, die er in dem langen, um 1400 Fuss abfallenden, und eine Folge von Wasserfällen und Cataracten darbietenden Engpass oberhalb Lourtier wieder gewann, um mit zerstörender Gewalt auf das noch 1000 Fuss tiefer liegende Chable loszustürzen. In der ersten Hälfte dieses Weges hatte das Wasser wohl seine volle Flüssigkeit, und erst gegen Lourtier und weiter abwärts nahm es die grosse Menge von Schlamm und festen Körpern auf, die dem Strom das Ansehen einer fast trockenen Schuttmasse gaben. »Diese Fluth, sagt Escher, glich aber nicht einem Wasserstrom, sondern einem furchtbaren, in wüthender Bewegung sich befindenden Bergsturz; Felsblöcke, ganze Gruppen von Tannbäumen, Schutt jeder Art, Häuser, Scheunen und ihre Bruchstücke rollten (?) über einander hin, und die Wassermasse war so damit belastet, dass man das Wasser nicht sah, sondern das Ganze einer schlammigen Trümmerfluth glich, die Alles mit sich riss, was ihr entgegen oder zur Seite stand. An einer Thalverengung wurden selbst anstehende Felsschichten von dieser Fluth abgebrochen und weggerissen. Diese zerstörende Fluth dauerte ungefähr eine halbe Stunde, um durch eine Thalstelle durchzuströmen. In den

erweiterten Thalstellen liegen 10 bis 30 Cubicfuss grosse Geschiebe fast so hoch aufgethürmt, als die Oberfläche der Fluth stand, und eben so in der Ebene von Martinach, wo die Geschwindigkeit des Laufs sich wahrscheinlich bis auf 12 Fuss verminderte.« Im Plan Durand besass indess das abfliessende Wasser nicht die Kraft, die Alphütten von Torrembey, aus Steintrümmern ohne Mörtel aufgemauert, fortzureissen, oder auch nur den Rasen des Weidbodens zu beschädigen (v. Charpentier).

Aehnliche Ströme, oft furchtbar zerstörend durch ihre Masse, entstehen nach den wasserreichen Regen südlicher Klimate, oder nach dem schnellen Schmelzen der Schneedecke der Gipfel, wenn die Wasser sich in die staubartige Masse vulcanischer Aschen eingraben, oder als Erzeugnisse subterraner Erschütterungen aus Seitenöffnungen der Vulcane hervorbrechen (Moya — d. i. Schlammströme des Cotopaxi, Carguairazo und Imbaburu in Quito). —

Literatur: Hunter, *Ausbruch eines Torfmoores in der Grafschaft Antrim in Irland, im Septbr.* 1835, *Bibl. univ.* 1836; Surell, *les torrens des Hautes-Alpes*, 1841; Ebel, *Anleitung*, Art. *Wäggis;* Escher, Trechsel, v. Charpentier, *Bericht über Bagne*, 1821; Escher, *über die freiliegenden Felsblöcke*, *N. Alpina*, 1821; Bouguer, *figure de la terre*, *introd.*, 1749; v. Humboldt, *Idee'n und Naturgemälde*, — *über die Vulcane von Quito*, *III.*

---

50. Gletscher.

Schneelasten, welche die Sommerwärme nicht zu schmelzen vermag, gehen, wenn Schmelz- oder Regenwasser in sie eindringt, in eine Masse über, die alle Uebergänge von locker verbundenen, undurchsichtigen Schnee- und Rieselkörnern bis zu durchscheinendem festem Eise zeigt. Wird die Cohäsion dieser Massen so beträchtlich, dass ihre Theile durch geringeren Druck sich nicht mehr verschieben lassen, so heissen sie Gletscher, Ferner, Firne (franz. *Glaciers*, roman. *Vedrette*, auf Island *Jökul*). Durch Simler zuerst ist die Benennung Firn (*névé*) auf die verschiebbaren Massen von immerwährendem Schnee, aus welchen die Gletscher entstehen, übergetragen worden. — Seinem Ursprung gemäss ist das Gletschereis körnig, aus meist eckigten erbse- bis nussgrossen Stücken zusammengesetzt, die in der Nähe des Firns und in der äusseren

Kruste des Gletschers sich mehr oder weniger leicht von einander trennen lassen, oft auch in verlängerten und gebogenen Gestalten gelenkartig in einander greifen; im tieferen, festeren Eis aber sind diese Haarspalten so fein, dass sie nur durch das Eindringen gefärbter Flüssigkeiten entdeckt werden, und nach einigen Beobachtern (Forbes, Hugi) soll auch dieses Hülfsmittel nicht immer ausreichen. Die unvollkommene Durchsichtigkeit wird verursacht durch eine grosse Menge kleiner Luftbläschen, die aus dem zusammenfrierenden Schnee nicht entweichen konnten. Nach Ebel und Agassiz sollen die Spalten zwischen den Eiskörnern selbst auch aus gequetschten Luftblasen entstehen; mit grösserer Wahrscheinlichkeit sieht man darin die ursprünglichen Grenzflächen der im lockeren Schnee entstandenen Körner von festem Eis. — Weniger klar noch ist der Ursprung einer Structur der Gletschermasse, wodurch diese in kaum mehrere Zoll dicke Tafeln zertheilt wird, die abwechselnd aus festem und aus porösem oder schneeartigem Eis bestehen. Besonders in der Nähe von Spalten oder an steilen Bruchflächen ist diese Structur oft sehr auffallend, die Tafeln stehen ganz vertical oder neigen sich gegen das Innere des Gletschers; an anderen Stellen bemerkt man nur Spuren derselben, und oft sind auch diese nicht aufzufinden.

Die Ausdehnung einer Gletschermasse kann nur einige hundert Quadratfuss, sie kann auch viele Quadratmeilen betragen, ihre Dicke bis auf viele hundert Fuss ansteigen. Nach ihren äusseren Verhältnissen lassen sich die Gletscher in drei Classen theilen. Die einen, die wir, weil viele derselben grösstentheils vom Firn bedeckt werden, Firngletscher nennen wollen (*gl. du second genre* von de Saussure), hängen an den höheren, meist steilen Gebirgswänden, an denen sie, in der Sprache des Bergbau's, schildförmige Anlagerungen bilden; die anderen, die wir Thalgletscher heissen (*gl. du premier genre* von de Saussure), liegen in Thalgründen, die aus den mit immerwährendem Schnee bedeckten Regionen sich in die Tiefe ziehen, oder kesselartige Terrassen bilden. Einige endlich, die Jochgletscher, steigen bis auf die Gebirgsjoche, sind auf diesen ganz horizontal und biegen sich am anderen Abhang wieder abwärts (Arollagletscher, Matterjoch, Griespass, Errgletscher). — Bei den ersteren ist oft die

Breite, oder die Ausdehnung längs dem horizontalen Querschnitt, grösser als die Länge, oder die Ausdehnung längs der Linie des stärksten Falls; bei den letzteren ist in der Regel die Länge grösser als die Breite. Die Neigung kann, besonders an den Firngletschern bis auf 50^0 steigen (Tsagletscher an der Dent-du-Midi nach v. Charpentier); bei Thalgletschern ist sie oft sehr gering (der obere Aletschgletscher und die hintere Mer-de-Glace in Chamouni haben nach Elie de Beaumont nur 3^0 Neigung.

Die Oberfläche des Eises ist rauh, da in Folge des ungleichartigen Gefüges, die einen Theile leichter schmelzen, als die anderen. — Wo der Gletscher auf gleichförmigem Grunde aufliegt, bildet er eine meist flache ununterbrochene Masse; wo aber der Grund steil abfällt und grosse Unebenheiten verräth, spaltet sich die Eismasse vertical, meist in die Quere, oft dicht hinter einander, wie ein erstarrter Teig, den man zu biegen versucht. Die Breite der Spalten misst bald nur wenige Linien, bald erweitern sie sich zu Abgründen, die nur auf darüber weggelagerten Schneedecken, oder auf künstlichen Brücken überschritten werden können, oder die man umgehen muss; häufig beträgt die Breite einen bis mehrere Fuss. Ihre Länge durchsetzt wohl selten die ganze Breite des Gletschers, eine Viertelstunde oder halbe Stunde kann sie dagegen leicht haben, oft aber auch nur wenige Klafter. Die Tiefe ist ebenfalls sehr ungleich und kann bis auf den Felsgrund hinabgehen. Aus der theilweisen Zerstörung der Zwischenwände dicht gedrängter Spalten entstehen auffallende Zacken in der Oberfläche stark zerspaltener Gletscher, die man mit Pyramiden und Obelisken verglichen hat.

Der höhere Theil der Gletscher verliert sich meist unter der Decke von Firnschnee, oder geht allmählig in diesen über. Nicht selten bildet der obere Rand die höchste Kante eines Felsgrathes, oder eines Gebirgsjoches; der untere Theil und der Vorderrand werden gewöhnlich von Felsschutt eingefasst. Wo dieser Schutt fehlt und der Gletscher sich ungehemmt ausbreiten kann, bildet er einen flach gewölbten Abfall (Rhonegletscher, Arollagletscher), durch den die Masse zuweilen die Gestalt eines ziemlich regelmässigen Kugelabschnittes erhält. Stösst der Gletscher mit dem Seiten- oder Vorderrand an die obere Kante eines Felsabsturzes, so ist über demselben auch

die Eismasse in ihrer ganzen Dicke vertical abgebrochen (Allalingletscher in Saass, Errgletscher in Oberhalbstein). — Am Fuss des Vorderrandes bricht der Gletscherbach oft aus einem tief eindringenden Eisgewölbe hervor (Aveyron am Fuss des Montanvert, Lütschine in Grindelwald).

51. Bewegung der Gletscher.

Die Gletschermasse bewegt sich langsam ihrem tiefsten, oder vorderen Rande zu. Diess geht schon daraus hervor, dass dieser Vorderrand oft viele Jahre durch stationär scheint, oder gar weiter vordringt, obgleich sichtbar an diesem vorderen Abfall des Gletschers das Eis durch starkes Schmelzen sich vermindert; noch deutlicher beweisen es Felsblöcke, die im höheren Hintergrund auf den Gletscher fallen und allmählig dem Vorderrand zugeführt werden. Der Gletscher wächst oder stosst, wenn das Vorschreiten das Abschmelzen übertrifft, er geht zurück oder schwynt, wenn er stärker abschmilzt, als vorschreitet. Auch in der Breite und Dicke oder Höhe äussert sich dieser Wechsel. Ein wachsender Thalgletscher füllt meist die ganze Thalfläche aus und ist an die Seitenwände angepresst, oder steigt sogar an denselben in die Höhe, sein mittlerer Theil ist wie aufgeschwollen und merklich höher als beide Seiten; ein zurückgehender lässt den Fuss der Thalwände frei und bildet damit zwei kleine Thäler, sein mittlerer Theil ist flach oder selbst etwas eingesenkt. Es kann mehrere Jahre durch ein Gletscher wachsen und in folgenden Jahren wieder zurückgehen. In den Jahren 1817—21 hatten die Gletscher, sowohl der rechten als der linken Seite von Cermontane, im Hintergrund des Bagnethales, die eine Viertelstunde breite Thalfläche ganz durchschritten, während sie gegenwärtig (1842) beträchtlich hoch über dem Fuss ihrer Thalseite zurückbleiben. Es können von nahe liegenden Gletschern gleichzeitig die einen wachsen, die anderen abnehmen (der Gornergletscher stand 1840 im Wachsen, der Finelengletscher im Zurückgehen, beide auf derselben Thalseite in Zermatt). Diese Veränderungen des Vorderrandes können, nach der Ansicht der Thalleute, durch ein in verschiedenen Jahren ungleich starkes Vordringen der Gletschermasse erzeugt werden, oder es können, bei stets gleich bleibender Bewe-

gung nach dem Vorderrand, in den einen Jahren die Gletscher stärker abschmelzen, als in anderen, und vorherrschende Winde oder Bewölkung auch eine Differenz von Gletscher zu Gletscher hervorbringen, oder es können auch beide Ursachen zugleich wirken.

Die Gletschermasse folgt, indem sie sich ein längeres Thal abwärts bewegt, allen Krümmungen desselben, so dass jeder Punkt eines Querschnitts eine Linie beschreibt, die beiden Thalwänden ungefähr parallel bleibt (die Abbildung des Vieschergletschers im Atlas von Agassiz zeigt diess sehr schön). Wo das Thal sich beträchtlich erweitert, oder Seitenöffnungen darbietet, verbreitet sich jedoch die Eismasse nicht in gleichem Verhältniss, sondern folgt grösstentheils der Richtung des stärksten Drucks. Der Aletschgletscher streift neben dem Mörilsee vorbei, ohne durch dieses Seitenthal vorzudringen; die Gletscher der Allée-blanche, von Cermontane und Saass haben sich öfters bei starkem Anwachsen quer durch's Thal, aber nicht das Thal abwärts ausgedehnt. Bei der Vereinigung zweier Gletscher weicht der eine unter dem Druck des anderen etwas aus, und beide verbinden sich zu einer gemeinschaftlichen Masse, in der jedoch die Trennungslinie noch weit abwärts zu erkennen ist. — Mit der Hauptbewegung verbinden sich kleinere Bewegungen im Inneren der Masse. Die verticale Tafelstructur folgt im Allgemeinen der Längenrichtung des Gletschers; aber gegen den Vorderrand zu, und, wo dieser entblösst ist, an ihm selbst (ausgezeichnet am Arollagletscher, auch am Allalingletscher), findet man die Structurspalten in die Quere gestellt und steil dem Inneren des Gletschers zufallend, desto steiler, je höher. Sind diese Querspalten dieselben, die auf dem höheren Gletscher als Längenspalten erscheinen, so muss die Masse sich ungleichförmig bewegt haben; sind sie neu entstanden, so muss gleichzeitig die frühere Structur sich verwischt haben. Zuweilen sind aber auch auf dem höheren Gletscher diese Structurspalten, obgleich die verticale Stellung behauptend, seltsam gekrümmt, zu Halbkreisen, durch welche parallele Streifen sich verbinden, oder in geschlängelten Windungen, als ob kleine Wirbel und Seitenbewegungen statt gefunden hätten. Auffallend ist auch, dass, ungeachtet der allgemeinen Bewegung, ein Gletscher zunächst unterhalb

einer zerspaltenen und in Pyramiden getheilten Partie wieder ganz zusammenhängend erscheinen kann (Allalingletscher).

Die Hauptbewegung ist, wenigstens in der wärmeren Jahreszeit, eine ununterbrochene; ob die Gletscher auch in den kältesten Monaten fortschreiten, ist einstweilen nicht ausgemittelt. Nach den Messungen von Forbes auf dem Montanvert (von Ende Juni bis Ende September 1842), betrug in der Mitte des unteren Gletschers das mittlere Fortschreiten in 24^h 16,7 engl. Zoll, oder 15,67 franz. Zoll, und gleichzeitig auf dem oberen Gletscher, in der Nähe des Firns 10,2 engl. Zoll, oder 9,57 franz. Zoll; die grössten Abweichungen waren auf dem unteren Gletscher 3,6 engl. Zoll, auf dem oberen 4,1 Zoll. In den Nachtstunden und bei trüber oder regnichter Witterung zeigte sich die Bewegung etwas schwächer, als in den Tagstunden und an warmen Tagen; am Rande des Gletschers etwas schwächer als in der Mitte; an Stellen, wo das Thal sich erweitert, schwächer, als da, wo der Gletscher enger zusammengedrängt ist. Auch die Arbeiten von Agassiz auf dem Aargletscher, die indess erst in den nächsten Jahren zu allgemeinen und genauen Resultaten führen werden, beweisen eine starke Abnahme der Bewegung von der Mitte nach dem Rande zu; es scheint ferner aus denselben, im Gegensatz mit den Resultaten von Forbes, ein stärkeres Vorrücken des oberen Gletschers und eine Abnahme der Geschwindigkeit im unteren Gletscher hervorzugehen. Die jährliche Bewegung des Gletschers beträgt, nach Agassiz, 220 Fuss. Hugi gibt das Vorschreiten des Grindelwaldgletschers, Ende August 1842, in 24^h gleich 12 bis 14 Zoll an.

Aus den allgemeinen Verhältnissen dieser Bewegung, ihrem Parallelismus mit der Thallinie, dem Verschmelzen zusammenstossender Gletscher, dem Vorkommen kleiner innerer Verschiebungen, dem schnelleren Fortrücken des mittleren Gletschers, der Abhängigkeit der Geschwindigkeit von der Breite des Thalprofils, und vor Allem aus der Stetigkeit der Bewegung scheint hervorzugehen, dass die Eismasse sich keineswegs wie ein ganz starrer Körper, sondern wie eine aus verschiebbaren Theilen bestehende Substanz, oder wie eine zähe Flüssigkeit bewege. Selbst der scheinbare Widerspruch in den Resultaten von Forbes und Agassiz lässt sich mit dieser Ansicht in Einklang bringen, indem man, nach der

äusseren Gestaltung des Gebirges, annehmen darf, dass sich am Montanvert der stärkste Fall der Felsgrundlage des Eises unter dem vorderen Theile des Gletschers, am Aargletscher dagegen im Hintergrund desselben befinde. Nur der Umstand könnte damit unvereinbar scheinen, dass der Gletscher sich seitwärts nicht ausbreitet, sondern vorzugsweise die erste Richtung verfolgt, daher auch verticale, bei 100 Fuss hohe Abstürze des Gletscherrandes möglich werden; dass ferner dieselbe Geschwindigkeit, die an der Oberfläche statt findet, bis in alle Tiefe derselben Verticallinie unverändert zu bestehen scheint, daher verticale Spalten und Löcher ungeachtet der Bewegung vertical bleiben. Das Vorkommen aller Uebergänge von sandartigem, oder leicht zerreiblichem Firnschnee bis zu dichtem Gletschereis begründet aber auch die Annahme, dass der eine Theil eines Gletschers sich mehr wie ein starrer, ein anderer wie ein zähflüssiger, oder aus verschiebbaren Stücken bestehender Körper bewege, und dass selbst die gleiche Masse unter verschiedenen Verhältnissen des Drucks und anderer bewegender Kräfte sich bald als starr, bald als verschiebbar verhalten könne. Welchen Einfluss die Neigung des Grundes, oder das Gefäll, der Umfang des Profils, die Ausdehnung der höheren Gletschermasse und andere Verhältnisse ausüben, ist unbekannt.

Diese grossen Lücken in der Feststellung der Thatsachen erlauben bis jetzt noch keine sichere Entscheidung der Frage, ob die Schwere in der Bewegung der Gletscher das einzige, oder doch vorherrschende Princip sei, die Gletscher daher als Ströme betrachtet werden dürfen, oder ob anderen Kräften die Hauptthätigkeit zugeschrieben werden müsse.

Die bisher fast allgemein herrschende Theorie erklärte die Bewegung der Gletscher aus der Schwere allein. Es soll die Gletschermasse als starrer Körper auf ihrer Felsgrundlage, wie auf einer schiefen Ebene, theils durch ihr eigenes Gewicht, theils unter dem Druck der höheren Eis- und Firnmasse herunter gleiten (Gruner, Ramond, Kuhn, de Saussure, Escher). Die Analogie mit Strömen zäher oder halbstarrer Flüssigkeiten ist kaum angedeutet (Rendu) und erst in neuester Zeit weiter verfolgt worden (Forbes).— Eine andere Theorie, die erst später geprüft werden kann, sucht das Princip der Bewegung in Temperaturverhältnissen, in der Ausdehnung nämlich des in den Gletscherspalten und vorzüglich in den Haarspalten gefrierenden Wassers (Scheuchzer, de Charpentier, Agassiz).

Literatur: Simler, *de alpibus*, 1574; Scheuchzer, *itinera alpina*, 1723; Gruner, *die Eisgebirge des Schweizerlandes*, 1760, 3 V.; Ramond, *trad. des lettres de Coxe sur la Suisse*, 1782; Kuhn, *Mechanismus der Gletscher* in *Höpfners Mag. I*, 1787; de Saussure, *Voyages d. l. A. I*, 1803; Ebel, *Anleitung die Schweiz zu bereisen*, Art. *Gletscher*; Touss. de Charpentier, *in Gilb. Ann.* 63; Escher, *in Gilb. Ann.* 69; Hugi, *naturhist. Alpenreise*, 1830; J. de Charpentier, *cause probable du transport des blocs erratiques*, *Ann. des Mines VIII*, 1835; Agassiz, *études sur les glaciers*, *avec atlas*, 1840; — spätere Beiträge in den *Comptes rendus*, *Leonh. u. Bronn Jahrb.*, *Edinb. Rev.*; Rendu, *théorie des glaciers*, 1840; Godeffroy, *notice sur les glaciers*, 1840; J. de Charpentier, *essai sur les glaciers*, 1841; Necker, *études dans les alpes*, 1841; Forbes, *the glacier theory*, *Edinb. Rev.* 1842; — *lettres to Jameson*, *Edinb. n. phil. Journ.* > *Bibl. univ.* 1843; Hugi, *Wesen der Gletscher*, 1842; — *Gletscher und errat. Blöcke*, 1843.

---

52. Bewegung der Lavaströme.

Alle durch hohe Temperatur flüssig gewordenen Massen, die aus dem Erdboden hervorbrechen, heissen Laven. Das Ergiessen der Lavaströme steht in Verbindung mit vulcanischen Eruptionen, d. i. mit heftigen Erschütterungen des Bodens und dem Auswerfen glühender Stoffe aus vulcanischen Kegelbergen. Durch inneren Druck der sie durchdringenden Dämpfe steigt die Lava aus dem zerspaltenen Grunde der Krater auf, wie Flüssigkeiten, die comprimirte Gase enthalten, aus plötzlich geöffneten Gefässen (C. Prévost); sie füllt nach und nach die Krater aus, unter stetem heftigem Aufwallen und von Zeit zu Zeit erfolgendem Auswurf glühender oder zähflüssiger Theile, und fliesst zuletzt über den Kraterrand an die Aussenseite des Kegelberges; nicht selten nach plötzlichem Einsturz eines Theiles des Kraterrandes, den ihr Seitendruck zu untergraben vermochte. Oft auch spaltet sich der Berg an einer oder an mehreren Stellen und gewährt durch diese Oeffnungen der Lava einen Ausfluss. Das Ergiessen durch Seitenspalten geschieht immer später als das Abfliessen über den Kraterrand, öfters jedoch, bei höheren Vulcanen fast immer, spaltet der Berg, bevor noch die Lava hoch genug angestiegen ist, um überfliessen zu können.

Der hydrostatische Druck einer Lavasäule von 10 Fuss Höhe kann gleich dem Druck einer Atmosphäre gesetzt werden; steigt daher die Lava im Vesuv bis an den oberen Rand, so übt sie im

Niveau des Meeres einen Druck aus von 360 Atm.; die Lava des Aetna in gleichem Fall einen Druck von 1000 Atm. Dieser starke Druck ist offenbar die Ursache der Spaltung des Bodens, und unter demselben bricht die Lava zuweilen als springender Strahl hervor und bildet einen parabolischen Bogen mehrere Fuss hoch bevor sie der Neigung des Abhanges folgt.

Das Abweichende im Fliessen der Lavaströme von demjenigen der Gewässer wird bedingt durch das grössere specifische Gewicht der Laven, ihre Zähflüssigkeit und das schnelle Erstarren der Aussenfläche. Unmittelbar am Ausfluss können sie mit dichteren Schlammströmen verglichen werden, und bei grösserem Gefäll ist ihre Geschwindigkeit sehr bedeutend, obschon immer geringer als diejenige von Wasserströmen bei schwächerem Gefäll. Hamilton wagt kaum die Geschwindigkeit der Lava von 1766 während der ersten Meile mit derjenigen der Saverne bei Bristol zu vergleichen. Bei starker Neigung des Bodens, von 10^0 bis 20^0, heissen am Vesuv Geschwindigkeiten von 7000′ (v. Buch, 1805) und 5000′ (Hamilton, 1766) in der Stunde schon ausserordentlich gross. Der bei 1200′ breite Strom, der im November 1842 sich an der Ostseite des Aetnagipfels gegen die Val-del-Bove bewegte, hatte eine mittlere Geschwindigkeit von 750′ in der Stunde (Augsb. Zeitung). Nicht lange nach seinem Austritt bedeckt der Strom sich mit erstarrten Schollen und Schlackentafeln, die er fortzieht, über einander schiebt, oder aufstellt, ähnlich den Strömen zur Zeit des Eisgangs; und, wie auf diesen das Eis, so schliessen auf der flüssigen Lava die erstarrten Massen oft nach der ganzen Breite des Stromes zusammen, dann zerreisst derselbe wieder die erst gebildete Decke, stösst die Trümmer vor sich hin, oder presst sich durch die Spalten an die Oberfläche in dicken Strahlen, die zu tauartigen Gestalten erstarren. Die Geschwindigkeit vermindert sich bis auf wenige hundert Fuss in der Stunde. In noch grösserer Entfernung vom Ursprung erscheint der Strom nur als ein Haufwerk von Schlacken und Schollen, und die Bewegung ist so langsam, dass man, wie an Gletschern, nur nach längerer Beobachtung sie gewahr wird. Auf schwach geneigten Abhängen bedarf die Lava ganzer Tage um wenige Fuss vorzurücken. Man sieht am Aetna und auf Island Ströme, die bei Neigungen von weniger als 1^0 sich noch vorwärts bewegt haben; der untere Arso

auf Ischia und der Strom von 1834 am Vesuv haben ein Gefäll von $1\frac{1}{2}^0$ (Elie de B.). Poulett-Scrope schätzte das Vorrücken eines Stroms im Val-del-Bove, neun Monate nach dem Ausbruch, noch auf 3 Fuss im Tag. Nach Dolomieu soll der Strom von 1614 am Aetna in 10 Jahren nur 2 Meilen oder 11500 Fuss fortgeschritten sein; seine Geschwindigkeit vor dem gänzlichen Erstarren kann also kaum 1 Fuss im Tag betragen haben. — Es ist auch gewöhnlich nur die innere Masse, die in dem von Schlackenstücken rings ummauerten Canal noch vorwärts dringt und die an ihrem Vorderrand aufgehäuften Trümmer vor sich herstösst, wie eine Flüssigkeit, die, in einen Sack eingeschlossen, das tiefere Ende desselben ausdehnt oder zerreisst. Die untere Masse des Stromes wird nämlich durch die Reibung des Grundes zurückgehalten, die mittlere stürzt über den vorderen Rand derselben herab und zieht ihre obere Schlammkruste mit; diese dient nun als Grundlage für die nachfliessende Masse, und der Strom, von der Vorderseite betrachtet, erscheint als ein Schlackenhaufen, der sich über sich selbst wälzt. Die flüssige Lava, welche die Bewegung verursacht, bleibt ganz verborgen.

Mit dem Gefäll und der Geschwindigkeit steht die Gestalt des Stromes in wesentlicher Verbindung. Am Ursprung, wo die Fluidität und das Gefäll die grösste Geschwindigkeit gestatten, ist der Strom schmal und von geringer Höhe, am Vesuv oft nur 10 bis 30 Fuss breit und kaum 1 Klafter hoch. So wie aber die Masse zähflüssig und mit erstarrten Theilen beladen, das Gefäll geringer wird, so staut sie sich auf, der Strom erhöht sich, breitet sich aus und bedeckt die Niederungen mit ausgedehnten Lavafeldern *(Schiarre, Cheires)*. Die Höhe tieferer Ströme kann am Vesuv auf 15 bis 35 Fuss steigen; die Breite des Stromes, der Torre del Greco zerstörte (1794), beträgt in der Ebene an einzelnen Stellen über 100 Fuss und wird von Breislack im Mittel auf 725 Fuss, seine Höhe auf 32 Fuss geschätzt. Andere Vulcane erzeugen Ströme von weit beträchtlicheren Dimensionen. Die Ströme des Aetna sind zuweilen 4 bis 5 geogr. Meilen lang, 1 bis 2 Meilen breit und über 50 Fuss hoch (Hamilton). Die Lava, die (1669) einen Theil von Catania zerstörte, hat an mehreren Stellen eine Dicke von 60 bis 100 Fuss und eine Breite von 1 bis $1\frac{1}{2}$ geogr. Meilen. Auf

Island kommen Ströme vor, die mehrere 100 Fuss Höhe, gegen 3 geogr. Meilen Breite und über 10 Meilen Länge haben.

Literatur: Della Torre, *storia e fenomeni del Vesuvio*, 1755; Hamilton, *les volcans d'Italie*, 1781; Breislack, *topogr. fisica della Campagna*; Recupero, *storia nat. dell' Etna*, 1815; Ferrara, *descr. dell' Etna*, 1818; U. von Troil, *Briefe über Island*, 1779; Mackenzie, *travels in Iceland*, 1810; Henderson, *journ. of a resid. in Iceland*, 1818; P. Scrope, *cons. on volcanos*, 1825; Daubeny, *on volcanos*, 1826; Lyell, *principles of geol.*; E. de Beaumont, *rech. sur l'Etna*, 1838; Dufrenoy, *les environs de Naples*, 1838.

V. SEDIMENTBILDUNG.

Allgemeine Verhältnisse.

53. Gesetze der Sedimentbildung.

Sediment, Ablagerung *(dépôt)* heisst jede feste, oder aus festen Theilen bestehende Masse, deren Bildung oder Lage auf der Erde eine Wirkung der Schwere ist. Das Medium, worin die Sedimente sich bilden, kann die atmosphärische Luft und das Sediment ursprünglich trocken oder fest sein (Ablagerungen von Schnee und Riesel, Bergstürze, Schutthalden, vulcanische Eruptionsproducte), oder die Masse kann ursprünglich flüssig gewesen und durch Austrocknung oder Erstarrung in den festen Zustand übergegangen sein (Schlammströme, Lavaströme, Eisfelder, Gletscher), oder die Sedimente können sich unter Wasserbedeckung bilden. Es wirkt ferner die Schwere entweder allein, theils beinahe ungehemmt, wie im Fall von Schnee oder vulcanischer Asche, theils gehemmt durch den Widerstand des Mittels, wie bei Niederschlägen unter Wasser, oder sie verbindet sich mit einer Seitenbewegung, wie bei den Ablagerungen fliessender Massen.

Je näher die Sedimentmasse dem Zustande der Flüssigkeit ist, je feiner also und je verschiebbarer ihre Theile sind, je langsamer diese sich durch Einwirkung der Molecularkräfte (Affinität, Krystallisation, Cohäsion) zu grösseren starren Massen verbinden, und je mehr die Schwere gegen diese Kräfte vorherrscht, desto genauer folgt die Sedimentbildung den Gesetzen der Hydrostatik. Es werden also, unter dieser Voraussetzung, 1. die specifisch und absolut schwereren Theile schneller fallen und, wenn sie

mit anderen anfangs gemengt waren, tiefer zu liegen kommen, als diese (metallische Theilchen tiefer als erdige, gröbere Theile tiefer als feinere); 2. die tiefsten Stellen der Grundlage werden zuerst bedeckt und ihre Einsenkungen ausgefüllt werden, indem die Theile längs den schiefen Flächen der Unebenheiten hinabgleiten, oder die Sedimente werden horizontale Flächen zu bilden streben; 3. auf einer horizontalen Grundfläche wird sich ein fein und gleichförmig vertheiltes Sediment überall gleich hoch ablagern, so dass die obere Fläche ebenfalls horizontal sein wird.

In gleichem Verhältniss, als die Masse sich vom Zustande der Flüssigkeit entfernt und die Einwirkung der Schwere zurückgedrängt erscheint, wird die Sedimentbildung auch von diesen Gesetzen abweichen. Schnell fallende Massen, worin grobe und feine Theile gemengt sind, werden ihren Theilen nicht Zeit gewähren, sich nach dem Gewicht oder nach der Grösse zu sondern. Sedimente, deren Theile weniger leicht verschiebbar sind, oder bei welchen die Adhäsion zur Grundlage oder der Theile unter einander der Schwere entgegen wirkt, werden auch an schiefen Flächen hängen bleiben und, wenigstens im ersten Anfang der Ablagerung, die Unebenheiten derselben schalenförmig überziehen. Zertheilte Massen, die auf einer beschränkten Stelle herabfallen, werden nicht horizontal sich ausbreiten, sondern eine kegelförmige Erhöhung bilden, von um so kleinerem Winkel an der Spitze des Kegels, je mehr sich die Masse von der Flüssigkeit entfernt.

Sedimente, die sich unter Wasser bilden, werden dem Flüssigkeitszustande sich mehr nähern, als trockene, weil die Differenz der specifischen Gewichte der festen und flüssigen Theile geringer ist; sie werden länger suspendirt bleiben und sich eher den hydrostatischen Gesetzen gemäss anordnen können; selbst gegen feurig flüssige Sedimente werden sie im Vortheil stehen, wenn diese schnell erkalten und die Beweglichkeit ihrer Theile verlieren. Unter den wässerigen Sedimenten werden die aus Auflösungen ausgeschiedenen, wegen der grösseren Feinheit der Theilchen, den Vorrang haben vor denjenigen, die nur mechanisch dem Wasser beigemengt waren, unter diesen die feineren vor den gröberen. Die Bewegung des Wassers wird, wenn sie gleichförmig horizontal ist, die Theile

länger suspendirt erhalten und über eine grössere Fläche verbreiten; wenn sie aber ungleich und unterbrochen ist, störend auf die Ablagerung einwirken.

54. Schichtungsverhältnisse.

Das Product einer ununterbrochenen, regelmässigen Sedimentbildung erhält die Gestalt einer horizontalen oder söhligen, gleichmässig dicken Tafel, und heisst ein Stratum, Flötz, Lager, eine Bank oder Schicht; auch Sedimente, die nur angenähert diese Gestalt haben, werden so genannt. Die Dicke der Tafel heisst die Mächtigkeit des Stratums, die schmale Endfläche desselben sein Ausgehendes oder sein Kopf. Eine Sedimentbildung, die wiederholte Unterbrechungen erleidet, wird eine Aufeinanderfolge mehrerer Straten hervorbringen, deren Trennungsflächen oder Ablosungen um so deutlicher sein werden, je länger die Unterbrechung gedauert hat. Eine aus Straten zusammengesetzte Sedimentmasse heisst stratificirt oder geschichtet. Sind die verschiedenen Straten der Masse nahe zu gleichartig, so heissen sie vorzugsweise Straten, Flötze oder Schichten; sind aber unter denselben solche, die sich durch ihre Substanz, oder durch besondere Eigenschaften vor den anderen auszeichnen, so nennt man sie Lager oder Bänke, z. B. ein Lager *ab* Fig. 1 von Steinkohle,

oder Kalkstein in einer Schichtenfolge *PQ* von Sandsteinstraten. Die zunächst unter einem Lager liegende Masse heisst seine Sohle, oder sein Liegendes, die über ihm liegende sein Dach, oder sein Hangendes. Ein Lager *ab* Fig. 2, das sich allmählig in einer Schichtenfolge verliert, keilt sich in derselben aus.

Lagert sich das Sediment nicht ab, wie eine Flüssigkeit, so werden auch auf geneigten Flächen Schichten entstehen können, und je nach der Beschaffenheit des Sediments, oder nach den Kräften, die vorzugsweise den hydrostatischen Gesetzen entgegen wirken, werden die Schichten von gleichmässiger Dicke unten und

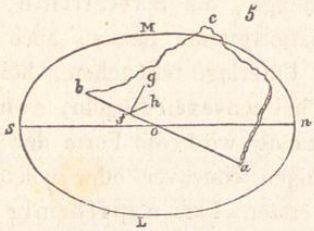
oben Fig. 3, oder von nach unten zu wachsender Dicke Fig. 4, sein, ersteres z. B. bei grösseren, letzteres bei feineren Theilen.

3

4

Die Lage einer geneigten Schicht wird bestimmt durch die Angabe ihrer Neigung gegen die Horizontalebene, oder ihr Fallen, und die Angabe des Winkels, den der Durchschnitt der Schichtenfläche mit der Horizontalebene, oder die Streichungslinie, mit dem Meridian bildet, oder das Streichen der Schicht. Bezeichnet z. B. *LM* Fig. 5 die Horizontalebene, *abc* eine Schicht-

5

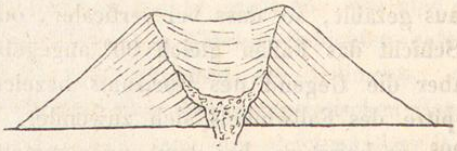


fläche, *sn* den Meridian, oder eine ihm parallele Linie, so ist *ab* die Streichungslinie, der Winkel *noa* das Streichen; sind ferner *hf* in der Ebene *LM* und *gf* in der Schichtfläche, senkrecht auf *ab*, so ist der Winkel *gfh*, der die Neigung beider Ebenen ausdrückt, das Fallen der Schicht. Der Horizont wird in 360 Grade, oder in 24 Stunden getheilt; die Theile werden vom Nordpunkt aus rechts oder ostwärts gezählt. Ist z. B. der Winkel $noa = 30^0$, so heisst es »die Schicht streicht im 30ten Grade, oder in der 2ten Stunde, oder in N 30 O.« Meistens wird die Gradeintheilung vom wahren Nordpunkt aus, die Stundeneintheilung vom magnetischen Nordpunkt aus gezählt, so dass, bei westlicher Deklination von 20^0, das Streichen im 30ten Grade als ein Streichen in der $3^1/_3$ Stunde bezeichnet wird. Das Fallen wird in Graden von der Horizontalfläche aus gezählt, so dass bei verticaler, oder seigerer Stellung der Schicht das Fallen gleich 90^0 angegeben wird; zugleich muss aber die Gegend des Horizonts bezeichnet werden, welcher die Spitze des Fallwinkels sich zuwendet, ist z. B. der Winkel $gfh = 20^0$, so heisst es, bei dem angenommenen Streichen, »die Schicht fällt mit 20^0 gegen SO.«

Je nach der Gestalt der Unterlage, oder der Sohle, auf welcher das Sediment sich ablagert, werden, bei geneigter Schichtenbildung, auch krumme oder gebogene Schichten entstehen können. Bei einfacher Krümmung heisst die Schichtung muldenförmig Fig. 6, oder sattelförmig Fig. 7, je nachdem eine cylindrische

Krümmung nach oben concav oder convex ist; die tiefste Seitenlinie des Cylinders einer muldenförmigen Schichtenfolge heisst die Muldenlinie, oder synklinale Linie, die höchste einer sattelförmigen Schichtenfolge, die Sattellinie, oder antiklinale Linie. Grössere Sattelsysteme heissen auch Gewölbe. — Auf einer kegelförmigen Unterlage entstehen, bei concaven Kegeln, trichterförmige, bei convexen Kegeln, conische Schichten.— Bei doppelter Krümmung wird die Form der Schichten sich mehr oder weniger derjenigen concaver oder convexer Kugelsegmente annähern und im ersten Fall napfförmig, im letzteren Fall buckelförmig heissen können.

Kegelförmige Schichtung findet statt bei vertical über einer beschränkten Stelle herabfallenden Massen, die durch Reibung sich gegenseitig stützen. Befindet sich die Stelle, auf welche das Sediment niederfällt, am Fuss eines Abhanges, wie Felsschutt oder Schnee, der über eine Felswand herabfällt, so entsteht ein Halbkegel; ist die Stelle ganz frei, wie bei dem Zurückfallen der Stoffe, die durch vulcanische Eruptionen in die Höhe geschleudert werden, so bildet sich über der Oeffnung des Ausbruchs ein ganzer Kegel. Spätere Eruptionen aus derselben Oeffnung werfen die über ihr aufgehäuften Massen von neuem in die Höhe, der grössere Theil derselben fällt anf die Aussenseite der unzerstört gebliebenenen Kegelmasse, und diese gewinnt hiedurch an Umfang,



während in ihrem Inneren ein leerer trichterförmiger Raum, ein Krater zurückbleibt, der durch die in ihn zurückfallenden Stoffe nur zum Theil ausgefüllt wird.

Zur Bestimmung des Streichens geneigter Schichten dienen bergmännische Boussolen oder Compasse, zur Bestimmung des Fallens Gradbogen mit Senkblei, beides gewöhnlich an dem nämlichen Instrument vereinigt, dessen Haupttheil die Boussole bildet. Eine andere Verbindung, welche vorzugsweise die Bestimmung des Fallens und nur untergeordnet diejenige des Streichens bezweckt, heisst Klinometer.

55. Massige Sedimente.

Ablagerungen, die keine periodischen Unterbrechungen erleiden, bilden ungeschichtete Massen, oder massige Sedimente, und erscheinen, bei grösserer Feinheit der Theile und ungestörtem Niederfallen, als eine einzelne Decke der ebenen oder unebenen Unterlage, mit horizontaler Oberfläche, bei gröberen Theilen und regelloser Ablagerung, als Haufwerke von unbestimmter Gestalt.

In vielen Fällen wird die äussere Gestalt massiger Sedimente vorzugsweise durch diejenige der Räume bestimmt, welche durch sie ausgefüllt werden.

Ausfüllungen kleiner rundlicher Höhlungen heissen Mandeln, Knollen, Knauer, Nester. Hat die Höhlung eine Ausdehnung von mehreren Klaftern in jeder Dimension, so heisst die Ausfüllung ein Stock. — Ausfüllungen von Spalten und Klüften heissen, bei geringer Breite und Ausdehnung der Spalträume, Adern, bei grösserer Breite und Ausdehnung, Gänge, *(filons, dykes)*,

Die Gänge *A B* sind tafelartige Massen, die sich von den Lagern durch ihre Entstehung unterscheiden, indem ihre Tafelgestalt durch die Form der ausgefüllten Räume erzeugt wird und nicht ein Product der Schwere ist. Es kommen desshalb diese Tafeln in allen Neigungen vor und häufig stehen sie vertical. Ihre

Lage wird durch ihr Streichen und Fallen bestimmt, wie diejenige der Lager, sie haben ihr Hangendes *H* und Liegendes *L*, ihre Mächtigkeit *mm'* und ihr Ausgehendes. Selten jedoch sind die Spalten von gleichmässiger Breite; die Gangmassen zeigen daher oft grosse Ungleichheiten in ihrer Mächtigkeit, sie erleiden Anschwellungen, thun sich auf, oder Verengungen, schliessen sich zu, werden verdruckt. Es kann auch die Spalte in voller Breite sich schliessen, die Gangmasse sich abschneiden, oder die Spalte kann nach und nach in einer Schärfe *B* sich endigen, die Gangmasse sich auskeilen, oder es kann endlich die Spalte sich in viele kleinere Risse zertheilen, die Gangmasse sich zertrümmern.

Das Verhältniss der Ausfüllungsmasse zu dem sie umschliessenden Gestein, oder Nebengestein, kann sehr verschieden sein, je nachdem das letztere fest und dicht, oder aufgelockert, oder halbflüssig und durchdringbar ist. Im ersteren Fall ist die Ausfüllungsmasse vom Nebengestein scharf getrennt, in den beiden letzteren dringt die Ausflüssungsmasse in das Nebengestein und verwächst mit demselben. Die scharfen Trennungsflächen von Gängen gegen das Nebengestein heissen Saalbänder der Gänge. Nicht selten auch wird die Gangmasse vom Nebengestein durch eine dünne Zwischenlage getrennt, die sich vor der Ausfüllung an die Wandungen der Spalten angesetzt haben mag, und das Besteg heisst.

56. Uebergang der Sedimente in feste Steinmassen.

Unmittelbar nach dem Niederfallen der Sedimentmassen werden in der Regel zwischen den zur Berührung gekommenen Theilchen Molecularkräfte thätig und bewirken eine engere Verbindung derselben zu fest zusammenhängenden Steinmassen.

Feurig flüssige Substanzen, oder Laven, welche erstarren, bilden in der Regel feste zusammenhängende Massen in Folge starker, schon während des Erstarrens thätiger Cohäsion ihrer kleinsten Theile. Die erstarrte Masse ist dicht und homogen, in ihren kleinsten Theilen amorph, wie Glas oder Porcellan; oder sie ist körnig, d. h. aus kleineren oder grösseren, enge

verbundenen Krystallen zusammengesetzt, die gleichartig sein können, wie im Hornblendfels, oder ungleichartig, wie im Granit, und die Theile können auch so klein, die Verbindung kann so innig sein, dass die Masse ebenfalls dicht und homogen erscheint, doch aber von den glasigen Substanzen sich durch ein steinartiges Aussehen unterscheidet; oder die Masse ist porphyrartig, d. h. in einer dichten oder feinkörnigen, glasigen oder steinernen Grundmasse haben sich gleichzeitig grössere Krystalle oder krystallinische Theile ausgesondert, wie in vielen neueren Laven, im Basalt und den verschiedenen Porphyren. — Der Aggregatzustand, das specifische Gewicht, die Farbe, die chemischen Verhältnisse der Masse hangen vorzüglich ab von dem Druck und der Temperatur, unter welchen die Erstarrung vor sich geht. Unter starkem Druck werden flüchtige Bestandtheile gezwungen, sich mit den anderen Bestandtheilen zu verbinden, die innere Beweglichkeit der Masse wird gehemmt. Ein langsames Erkalten begünstigt die krystallinische Thätigkeit und die Bildung verschiedenartiger Mineralsubstanzen. Gewöhnliches Glas, das lange geglüht wird, verliert den glasigen Charakter, es wird undurchsichtig, krystallinisch, härter als vorher und erhält ein porcellan- oder steinartiges Aussehen (*Réaumur'sches Porcellan*). Hohofenschlacken, die plötzlich abgekühlt werden, liefern poröse oder schaumige, weisse Massen, Bimssteinen sehr ähnlich, bei langsamem Abkühlen dagegen ein dichtes, sehr dunkles Glas (Hausmann). Wird, umgekehrt, Basalt oder steinerne Lava geschmolzen und schnell abgekühlt, so erstarren sie zu Glas (J. Hall u. G. Watt). Kohlensaure Kalkerde verliert im Glühen ihre Kohlensäure und wird zu reiner Kalkerde gebrannt; wird aber durch starken Druck das Entweichen der Kohlensäure verhindert, so schmilzt Kreidepulver zu hartem, dichtem Kalkstein zusammen, der zum Theil körniges Gefüge und Durchscheinheit zeigt und sich von natürlichem Marmor nicht wesentlich unterscheidet (J. Hall). In allen diesen Umwandlungen bleiben die Bestandtheile der Substanzen dieselben und die Veränderung betrifft nur die Verhältnisse, nach welchen sie sich verbinden und den Aggregatzustand. — Aus diesen Erfahrungen erklärt sich, warum Lavaströme, nach dem Erstarren, an der Oberfläche blasig und schlackig, im Inneren dicht und steinartig erscheinen, es erklärt sich die enge Verbindung zwischen

Obsidian und Bimsstein und das Vorkommen undurchsichtiger, pechsteinartiger Partieen in Obsidianströmen (Lipari), und es kann nicht als gewagte Vermuthung erscheinen, dass unter höherem Druck, z. B. der Wassermasse tiefer Meere, oder von Dämpfen im Erdinneren, die Erstarrung krystallinische Producte liefern könne, die weder unsere Kunst, noch die Thätigkeit oberflächlicher Vulcane nachzuahmen vermöchte.

Auch aus wässerigen Auflösungen wird das Sediment oft unmittelbar als eine durch Cohäsion der kleinsten Theile zusammenhaltende Masse ausgeschieden, die, je nach Verhältnissen der Concentration, des Drucks, der Beimengung fremder Stoffe u. s. w. dicht und homogen sein kann, wie dichter Kalkstein oder Gyps, oder körnig, wie Marmor und Dolomit, oder in einer Grundmasse eingewachsene ungleichartige Theile enthalten kann, wie Schwefelkieswürfel oder Kieselnieren in dichtem Kalkstein. Die Erhärtung des Niederschlags zu gänzlicher Starrheit erfolgt nur langsam durch allmählige Austrocknung, und in dieser Zwischenzeit können chemisch-elektrische Kräfte neue Verbindungen zwischen den Stoffen, innere Krystallverbindungen, die Vereinigung zerstreuter Theile zu grösseren Massen, Knauern und Nestern, und eigenthümliche innere Structurverhältnisse des Sedimentes bewirken.

Ablagerungen von Stoffen, die dem Wasser nur mechanisch beigemengt waren, oder die trocken niederfielen (Massen von Kies, Sand, Schlamm, vulcanischer Asche) gestatten der Cohäsion weit weniger Einwirkung und behalten oft nur so lange einige Consistenz, als sie von Feuchtigkeit durchdrungen sind. Durch starken Druck können vielleicht die Theile sich so nahe gebracht werden, dass sie durch moleculare Anziehung sich unmittelbar zu festen Massen verbinden; in unserer Erfahrung geschieht diess gewöhnlich durch ein besonderes Cement oder Bindmittel (kohlensaure Kalkerde, Eisenoxydhydrat, Kieselerde), das als flüssiger Leim zwischen die Theile eindringt und nach der Vertrocknung einen mit denselben fest verbundenen Stoff zurücklässt. Auf diese Weise werden gröbere Kiesmassen zu Conglomeraten oder Breccien, Sandmassen zu Sandsteinen, staubartige Massen zu Thonen und Mergeln verbunden.

57. Structur der Sedimente.

Selten ist die Cohäsion einer erstarrten Sedimentmasse nach allen Richtungen gleich stark, zuweilen auch stellt sich eine mehr oder weniger regelmässige Anordnung ihrer verschiedenartigen Bestandtheile ein, oder es wird im Inneren der Zusammenhang theilweise durch kleinere oder grössere Höhlungen unterbrochen. Alle diese Verhältnisse bilden die innere Structur der Sedimente.

Der schwächere Zusammenhalt nach einer gewissen Richtung wird durch leichtere Spaltbarkeit im Sinne derselben erkannt und heisst die Schieferung. Sie entsteht durch einen Parallelismus der Lage einzelner oder aller Bestandtheile des Sediments, besonders derjenigen, die als dünne Blättchen vorkommen (Glimmer, Talk, Chlorit, Eisenglanz, Graphit); entweder in Folge der ursprünglichen Bildungsweise, wenn z. B. aus einer wässerigen Auflösung die Blättchen stets mit der flachen Seite sich an den Grund anlegten; oder durch die Wirkung von Krystallisationskräften während dem Erkalten oder Vertrocknen. — Die Schieferung ist in der Regel der Stratification parallel, so dass z. B. bei dem häufigen Wechsel von Thonschiefer, Glimmerschiefer, Gneis u. s. w. die Grenzflächen dieser Gesteine den einzelnen Glimmerblättchen und den Schieferungsflächen parallel liegen (de Saussure). Doch kommen auch Gesteine vor, deren schiefrige Absonderungen gegen die

Schichtungsflächen schief stehen und Winkel von 10 bis 60° damit bilden, und Sedgwick glaubt diese schiefe Lage als ein sicheres Kennzeichen zur Unterscheidung der durch Krystallisation entstandenen Schieferung von derjenigen, die aus dem Niederfallen der Sedimenttheile hervorgeht, betrachten zu sollen.

Die Schieferungsflächen sind gewöhnlich Ebenen, oder ihre Krümmung folgt den grossartigen Biegungen der Stratification. Es fehlt indess nicht an mannigfaltigen Ausnahmen. Man findet Straten von Glimmer- und Thonschiefer, die im Grossen keine Biegung zeigen, während die Schieferung eng gedrängte zick-

zackförmige Knickung (Prättigau), oder cylindrische und kuglichte Umbiegung (Niesenschiefer) zeigt, als ob ein Seitendruck, oder eine wellenartige innere Bewegung eingewirkt hätten.

In wässerigen Niederschlägen werden krummflächige Structurformen meist durch die Beschaffenheit der Stützpunkte, oder die Bewegung der Flüssigkeit veranlasst. Kalksinter, der sich um Grashalme oder Holzästchen ansetzt, bildet cylindrisch schalige Massen, oft viele Fuss dick, deren einzelne Schalen bald excentrisch fasrig, bald körnig, bald erdig sind, und die in ausgedehnten Ablagerungen dicht an einander schliessen.

Entstehen Niederschläge von kohlensaurem Kalk in stark bewegten Gewässern, so werden die Theile, bevor sie niederfallen, eine längere Rotation erleiden, während welcher sich kugelförmige Schalen um dieselben ansetzen, bis das grössere Gewicht kein längeres Schweben gestattet. Die Sedimentmasse wird dann aus kleinen Kugeln bestehen, deren Grösse von der Bewegung des Wassers abhangen muss, d. h. sie wird oolithische oder rogensteinförmige Structur besitzen, oder, bei grösseren Kügelchen, als Erbsenstein, Pisolith sich ausbilden. Oft bildet ein Sandkorn, oder ein Bruchstück einer Schale den Kern der Kugeln. Nicht selten auch sind die Kugeln nicht schalig abgesondert, sondern dicht, als ob noch weiche Trümmer einer zähen Schlammmasse in drehender Bewegung erhalten worden wären.

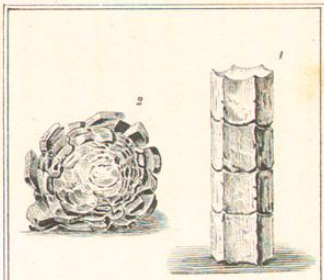
Höhlungen und Blasen entstehen in dem noch zähflüssigen Gestein durch eingeschlossene oder durchziehende Dämpfe und Gase. Vorzüglich häufig erscheinen sie in erstarrten Laven, die hiedurch schwammig, blasig, bimssteinartig, porös werden. Häufig sind diese Blasen kuglicht; häufig auch in der Richtung des Fliessens der Lava verlängert, oder nach derjenigen des stärksten Drucks abgeplattet. Glasige Laven gehen durch die Menge der Blasen in einen zarten Glasschaum über, oder erscheinen aus dünnen Fasern zusammengesetzt, das erstere im schaumigen, das andere im fasrigen Bimsstein. Zuweilen sind die Blasen in ganzen

Felsmassen birn- oder keilförmig (Ilefeld am Harz), das breite Ende nach Oben, die Spitze oder Schärfe nach Unten gekehrt, gerade so, wie eine aufwärts dringende Gasblase unter dem Druck der oberen Masse sich ausdehnen müsste (Lasius). — Auch wässerigen Sedimenten sind Höhlungen und Blasen nicht fremd. Schlammartige Niederschläge stagnirender Gewässer werden häufig von Gasblasen durchzogen, die sich aus ihnen selbst, oder aus ihrer Grundlage entwickeln, die aufsteigende Luft wird durch Wasser ersetzt, das den Canal offen erhält, und nach der Vertrocknung erscheint die ganze Masse von verticalen cylindrischen Höhlungen durchlöchert.

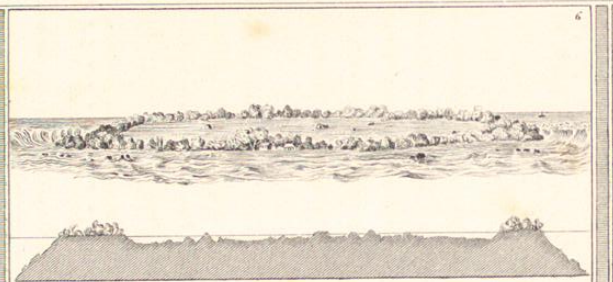
In Folge des Rückzuges, den die wässerigen Sedimente durch die engere Vereinigung der Theile, oder durch Austrocknung erleiden, entstehen Spalten, Risse und Klüfte, die öfters leer bleiben, oft auch sich mit den am längsten von der Flüssigkeit zurückgehaltenen Theilen oder mit fremdartigen Substanzen anfüllen. Nicht selten bleiben sich auch die getrennten Massen so nahe, dass sie sich unmittelbar berühren und die Trennung nur durch die leichte Spaltbarkeit erkannt wird. Die Spalten können sehr kurz und schmal sein und nach einer Erstreckung weniger Zolle oder Fusse sich verlieren; sie können aber auch die ganze Felsmasse durchsetzen, so dass in höheren Gebirgen dieselbe Spalte sich auf mehrere tausend Fuss weit ausdehnen kann. Zuweilen erhält die Zerklüftung einige Regelmässigkeit, so dass durch ebene und parallele Klüfte und die Stratification oder Schieferung die Masse in rechteckige oder schiefwinklichte, parallelepipedische, oder polyedrische Stücke zertheilt wird, die bald von Hausgrösse, bald kaum ein Cubiczoll gross sind. — Aus der combinirten Einwirkung von Molecularkräften, die eine Verdichtung um einzelne Punkte zur Folge haben und eines Rückzuges durch Austrocknung scheint die kuglichte Zerklüftung, oder eine Ablösung kuglichter Schalen um eine feste sphäroidische Kernmasse hervorzugehen, die in seltenen Fällen beobachtet wird.

Die durch den Rückzug geschmolzener Massen erzeugte Zerklüftung unterscheidet sich von derjenigen wässeriger Sedimente vorzüglich darin, dass die Klüfte, bei grösserer Regelmässigkeit, nicht in parallelen, weithin fortsetzenden Spalten bestehen,

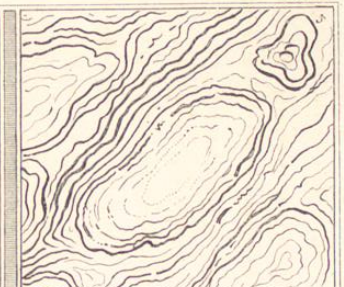
sondern durch eine besondere lineare Contraction erzeugt scheinen. Die Masse theilt sich durch diesen Rückzug in parallele Prismen von 3 bis 9, am gewöhnlichsten von 5 Seiten, mit veränderlichen Winkeln der Seitenfläche. Die Dicke dieser Säulen ist in derselben Masse wenig verschieden, kann aber bald nur einige Zoll, bald mehrere Klafter betragen, und die Länge erreicht zuweilen mehrere hundert Fuss (S. Tab. II. Fig. 4, 5). Dickere Säulen sind öfters selbst wieder in dünnere zerspalten, deren Axen denjenigen der Hauptsäulen parallel sind. Die Axen der Prismen stehen immer senkrecht auf den Flächen, welche im Temperaturwechsel in ihrer ganzen Ausdehnung dieselbe Temperatur hatten. Dass aber wirklich der Temperaturwechsel die Ursache dieser Zerklüftung sei, geht hervor aus der ganz identischen Zerspaltung, welche, nach lange dauerndem Feuer, die Sandsteine zeigen, die als Gestellsteine von Hohofen gedient haben; auch hier stehen die Axen der Säulen stets senkrecht gegen das Feuer. — Obgleich diese prismatische Zerklüftung an erstarrten Lavamassen am häufigsten vorkommt, so ist sie doch nicht die einzige Form, nach welcher diese in der Erkaltung zerspalten. Die Prismen selbst sind zuweilen von sphärischen Querspalten durchsetzt (Fig. 1). Auch unabhängig von der Säulenbildung stellt sich aber zuweilen eine kuglichte Absonderung ein, durch welche das Gestein in mehr oder weniger regelmässige sphärische Massen zertheilt wird, einen bis viele Fuss im Durchmesser haltend, und aus einem festen Kern bestehend, um welchen sich concentrische Schalen anschliessen (Fig. 2). Manche Hornblendgesteine bestehen aus kuglichten Schalen excentrisch strahliger Hornblende um einen verschiedenartigen, aus Feldspath, Quarz oder mannigfaltigen Schwefelmetallen (Eisen- und Kupferkies, Blende, Bleiglanz, auch Lievrit) bestehenden Kern und wechseln mit Schalen derselben Mineralien; der Durchmesser dieser Kugeln beträgt bald nur einen oder wenige Zolle, bald mehrere Fuss (Corsica, Campiglia bei Piombino, Cap Calamita auf Elba); sie erinnern an Structurverhältnisse, die in gewöhnlichem Glas bei anfangender Entglasung hervortreten (*Krystallite* von J. Hall). Zuweilen ist die Masse zu hohlen Kugeln, kopfgross, bis mehrere Fuss im Durchmesser, erstarrt (Aetna, Strom von 1792). Häufiger ist eine plattenförmige oder tafelförmige Absonderung, in ebene Tafeln



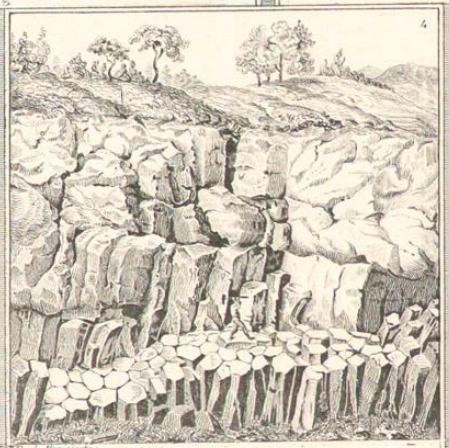
Kuglichte Structur des Basalts



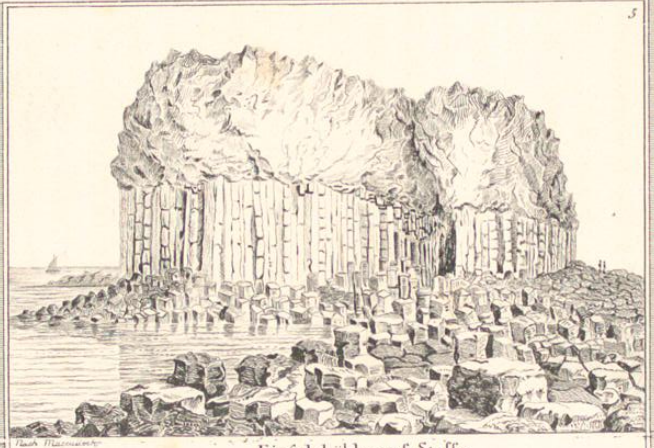
Korallen Insel Whitsunday



Knöllichte Structur des Granits



La Scala bei Portici Lavastrom



Fingalshöhle auf Staffa

Lith. de Nicolet et Thez à Neuchatel

von wenigen Linien bis über ein Fuss Dicke, die man leicht mit den Straten wässeriger Sedimente verwechseln könnte, und durch andere, die Tafeln durchkreuzende Spalten wird die Masse in rhomboidische, oder 3, 5 und mehrseitige Tafeln zertheilt (Phonolith, Kieselschiefer, Hornblendschiefer). — Einige Steinarten endlich theilen sich in kleine oder grosse linsenförmige Stücke, mit scharfem Rand, theils ziemlich flach, theils dick, oft noch mit Kanten, die quer über die Fläche gehen (Serpentin).

Sowohl die Blasenräume, die im Inneren geschmolzener Massen durch eingeschlossene Dämpfe und Gase entstehen, als die Klufträume und Spalten werden oft theilweise oder vollständig von meist krystallisirten Mineralien ausgefüllt, die bald durch Ausscheidung aus dem sie umgebenden Teig, bald durch Sublimation, bald auch durch Niederschlag aus später eingedrungenen wässerigen Auflösungen gebildet werden. Die Structur einer Steinart heisst mandelsteinförmig, wenn die Steinart Blasenräume enthält, die, theilweise oder ganz, mit fremdartigen Substanzen erfüllt sind. Die Mandeln können dicht gedrängt, oder sparsam zerstreut, klein wie ein Stecknadelkopf, oder bis kopfgross, rund, elliptisch, linsenförmig, in die Länge gezogen, oder eckigt sein. Breccien heissen Felsmassen, deren zahlreiche und in mehrfacher Richtung laufende Klüfte durch eingedrungene Substanzen ausgefüllt worden sind, so dass dieselben als Conglomerate eckiger Bruchstücke durch ein Cement erscheinen. Nicht selten gehen auch die Breccien wirklich in solche Conglomerate über, d. h. es besteht keine Grenze zwischen der Verküttung eckiger Trümmer, die sich noch in ihrer ursprünglichen Lage befinden und solchen, die vorher durch einander geschoben wurden und als lose Haufwerke von Bruchstücken bestanden hatten.

58. Formation.

Sedimente, die ohne längere Unterbrechung unter ähnlichen Verhältnissen entstanden sind, machen eine Formation, oder Bildung (*terrain*) aus; z. B. die ganze Folge von Schichten, die von demselben Meere abgesetzt worden sind, oder die Gesammtheit über einander weggeflossener Lavaströme. Der Begriff wird bald enger, bald weiter aufgefasst.

Je nach dem Ursprung unterscheidet man wässerige oder neptunische Formationen, die sich durch Wasser und unter Wasser gebildet haben, und vulcanische, bei deren Erzeugung vulcanische Kräfte thätig gewesen sind; unter den ersteren wieder marine und Süsswasserformationen. Von beiden unterscheiden sich ferner die durch Bergstürze oder den Wind entstandenen Bildungen, und jede neue Thätigkeit wird auch zu einer neuen Gruppe von Bildungen führen. Oft auch werden die Formationen nach den darin vorherrschenden Steinarten benannt, und man unterscheidet Kalksteinformationen, Sandsteinformationen, Gneisformationen u. s. w.

Es kann eine Formation nur aus einer ungetheilten Masse bestehen, einem einzelnen Gypsstock oder Lavastrom z. B., oder sie kann eine längere Folge von Gliedern umfassen. Im letzteren Fall können die zu einer Formation verbundenen Massen, z. B. die einzelnen Lager, von gleicher oder ungleicher Gesteinsbeschaffenheit und Mächtigkeit sein. Ungleichartige Lager oder Massen in einer Folge oder Verbindung gleichartiger heissen der Formation eingelagert oder untergeordnet. Z. B. ein Steinkohlenlager in einer Folge von Sandsteinstraten (pag. 132).

Die Mächtigkeit, oder der Abstand der Oberfläche einer Formation von ihrer Grundfläche, ist bei verschiedenen Formationen sehr ungleich und kann in der nämlichen Formation an den einen Stellen wenige Fuss, an anderen Hunderte und Tausende von Fussen betragen.

Die Lage oder Stellung, in der sich eine Formation zu einer angrenzenden Formation befindet, heisst ihr Lagerungsverhältniss, oder ihre Lagerung zu derselben. — Zwei stratificirte Formationen *A*, *B* stehen zu einander in gleichförmiger Lagerung, wenn (Fig. 1) ihre Schichten parallel sind, in ungleichförmiger oder abweichender Lagerung (Fig. 2),

wenn ihre Schichten sich nicht parallel sind. Die obere Formation heisst aufgelagert oder angelagert, je nachdem die Neigung der Grenzfläche *lm* gegen den Horizont weniger oder mehr als 45° beträgt. Die untere Formation unterteuft die obere, oder schiesst ein unter dieselbe.

Eine abweichende Lagerung zweier Schichtensysteme kann oft als Beweis gelten, dass dieselben als verschiedene Formationen zu betrachten seien, da in der Regel die Schichtenfolge *A* (Fig. 2) sich unter anderen Verhältnissen abgelagert haben wird, als die Masse *B*. Es kann indess eine abweichende Lagerung auch Folge sein späterer Bewegungen (Einstürze, Verschiebungen, Hebungen), wodurch längs einer entstandenen Kluft ein Theil einer Formation gegen die übrige Masse, mit der er früher zusammenhing, in eine ungleichförmige Stellung gebracht worden ist.

59. Altersfolge der Formationen.

Die Formationen, aus welchen der Erdboden zusammengesetzt ist, unterscheiden sich in jüngere und ältere, und es wird eine der wichtigsten Aufgaben der Naturgeschichte der Erde, nach zuverlässigen Kennzeichen die Altersfolge derselben auszumitteln. Sofern nur von Formationen die Rede ist, die sich als Sedimente gebildet haben, gewährt das Lagerungsverhältniss den sichersten Anhaltspunkt, es wird nämlich die aufgelagerte Formation jünger sein müssen, als ihre Grundlage, und es lässt sich für eine gegebene Stelle, und selbst für einen grösseren Bezirk, wenn die verschiedenen Formationen durch Aufrisse an Seeküsten oder tief eingeschnittene Thäler, oder die Schachten des Bergbau's entblösst sind, die Reihenfolge leicht bestimmen.

Am südlichen Fuss des Solothurner Jura lassen sich z. B. folgende Formationen erkennen:

1. Dammerde, fortdauernd aus dem Gemeng des Abfalls der Vegetation mit dem aufgelockerten Boden hervorgehend.
2. Lehm und Sand, ein Product älterer Flussablagerung.
3. Sandstein (Molasse), eine Meeresformation, aus meist lockerem Sand und Mergel bestehend, worin Ueberreste von Meerthieren vorkommen.

4. Kalkstein, eine Meeresformation, aus sehr festem Kalkstein bestehend, mit marinen organischen Ueberresten, die von denjenigen der Molasse gänzlich abweichen.

In der Campagna von Rom zeigen sich von der Dammerde abwärts folgende Formationen:

1. Flusssand und Thon, den Boden der tiefer liegenden Theile von Rom bildend.
2. Travertin, kohlens. Kalk, der zum Theil noch jetzt vom Anio und den Quellen in der Ebene zwischen Tivoli und Rom abgesetzt wird.
3. Vulcanischer Tuf, mit einzelnen, ganz aus Bimssteinstücken bestehenden Zwischenlagern; aus den erloschenen Vulcanen des Monte Albano oder der Monti Cimini bei Viterbo herstammend.
4. Thon und Sand mit vielen marinen Muschelüberresten, die Hügelreihe des Monte Mario, des Vaticans und Gianiculo bildend.
5. Kalkstein des Abfalls der Apenninen mit Meeresüberresten, die von denjenigen des Thones im Gianiculo verschieden sind.

Die Aufgabe wird schwieriger, wenn man Reihenfolgen getrennter Gegenden vergleicht, und dann bestimmen soll, ob von den Formationen einer Folge die eine oder mehrere als identisch oder doch gleichzeitig mit Gliedern anderer Folgen, diese Formationen daher als parallele oder als geologische Aequivalente zu erkennen seien, ob z. B. der marine Sandstein der Schweiz zu vereinigen sei mit dem marinen Sand des westlichen Rom's, oder der Jurakalkstein bei Solothurn mit dem Kalkstein des Apennins.— Beurtheilt man die früheren Zustände der Erdfläche nach den jetzt bestehenden, so ist vorerst klar, dass eine Uebereinstimmung aller Glieder der verschiedenen Reihenfolgen nicht zu erwarten steht, indem früher, wie jetzt, an den einen Stellen die Sedimentbildung rasch fortschreiten, an anderen gar keine statt finden und an noch anderen

ältere Sedimente fortwährend weggespült und geschwächt werden konnten; so dass, wenn auch in den zu vergleichenden Formationsfolgen einzelne Glieder als identische anerkannt werden sollten, dennoch die übrigen wesentlich von einander abweichen können; aus der Uebereinstimmung der Kalksteine der zwei vorigen Profile z. B. keineswegs auch diejenige der zunächst jüngeren Sandsteine gefolgert werden dürfte. Es ist ferner klar, dass selbst gleichzeitige Formationen in ihrer Steinart und Verbreitung sehr verschieden, nicht gleichzeitige sehr ähnlich sein können, so wie auch gegenwärtig in verschiedenen Gegenden die ungleichartigsten Sedimentbildungen, Ablagerungen von Schlamm in Meeren, von Sand und Kieseln durch Flüsse, von Travertin durch Kalkwasser, von Laven in vulcanischen Gegenden vor sich gehen, und auch die Grundlage dieser Ablagerungen alle mögliche Verschiedenheit darbietet, während umgekehrt z. B. ein Meeresschlamm der ältesten Periode sich nicht wesentlich von einem jetzt sich ablagernden unterscheiden mochte. — Weder in den Lagerungsverhältnissen, noch in der Steinart darf man also erwarten, entscheidende Kennzeichen zur Bestimmung der Gleichzeitigkeit oder Altersverschiedenheit der Formationen zu finden. Ein Hülfsmittel liegt aber in der durch die organischen Ueberreste älterer Formationen bewiesenen successiven Veränderung aller Formen der organischen Welt; je mehr sich die organischen Ueberreste einer Formation von den Gestalten der jetzt lebenden Pflanzen und Thiere entfernen, um so höher ist in der Regel das Alter dieser Formation zu schätzen, je zahlreicher die identischen Species sind, die man in zwei von einander getrennten Formationen findet, desto mehr wächst die Wahrscheinlichkeit, dass diese Formationen derselben Periode angehören. — Die genauere Prüfung dieses Hülfsmittels und seine Benutzung zur Feststellung der Altersfolge der Formationen kann aber erst in einem folgenden Capitel versucht werden.

Die ältere Geologie hatte sich mit Hülfe einer Hypothese die Aufgabe sehr vereinfacht. Ein allgemeines Meer, aus welchem die verschiedenen Formationen sich ablagerten, soll successiv seine Beschaffenheit und daher auch diejenige seiner Ablagerungen verändert haben, und die gleichzeitig erfolgten Ablagerungen sollen auch gleichartig gewesen sein, das Meer nämlich soll zu einer gewissen Zeit nur Kalkstein und überall denselben,

zu einer anderen Zeit nur Sandstein und zwar über die ganze Erdfläche von gleichem Korn und gleicher Farbe abgesetzt haben. Unter Voraussetzung einer allgemeinen Wasserbedeckung und eines gleichförmigen Niederschlages würde die Erdkruste aus einer unbestimmten Anzahl concentrischer Schalen bestehen, jede für sich homogen, von den übrigen aber verschieden. Ein nur theilweise erfolgter Niederschlag und spätere Zerstörung kann zwar diese Anordnung unterbrochen, aber nicht gestört haben: wenn z. B. in der regelmässigen Anordnung die Formationen a, b, c, d, e, f, g, h auf einander folgen, so dass jeder Buchstabe eine eigenthümliche Steinart bezeichnet, so kann wohl an der einen Stelle a, f, g, h, an einer anderen b, c, d, g, h, an einer dritten nur a, b, e gefunden werden, niemals aber d, e, b, a, h, oder eine andere verkehrte Ordnung der Steinarten. Ist also irgendwo eine Folge von Formationen x, y, z aufgefunden worden und es soll bestimmt werden, welchen Gliedern der Normalreihe sie entsprechen, so hat man in dieser nur diejenigen Steinarten aufzusuchen, welche den gegebenen x, y, z am nächsten kommen und in gleicher Ordnung auf einander folgen, und durch diese Bestimmung ist dann zugleich die Epoche der Erdbildung gegeben, in welche die Entstehung jener Formationen gefallen sein muss. Aus der Untersuchung eines beschränkten Theiles von Mitteleuropa war folgende Reihe von Gesteinsformationen hervorgegangen (s. Tab. III):

Jüngste Formationen, unmittelbar an die sich noch fortbildenden anschliessend.

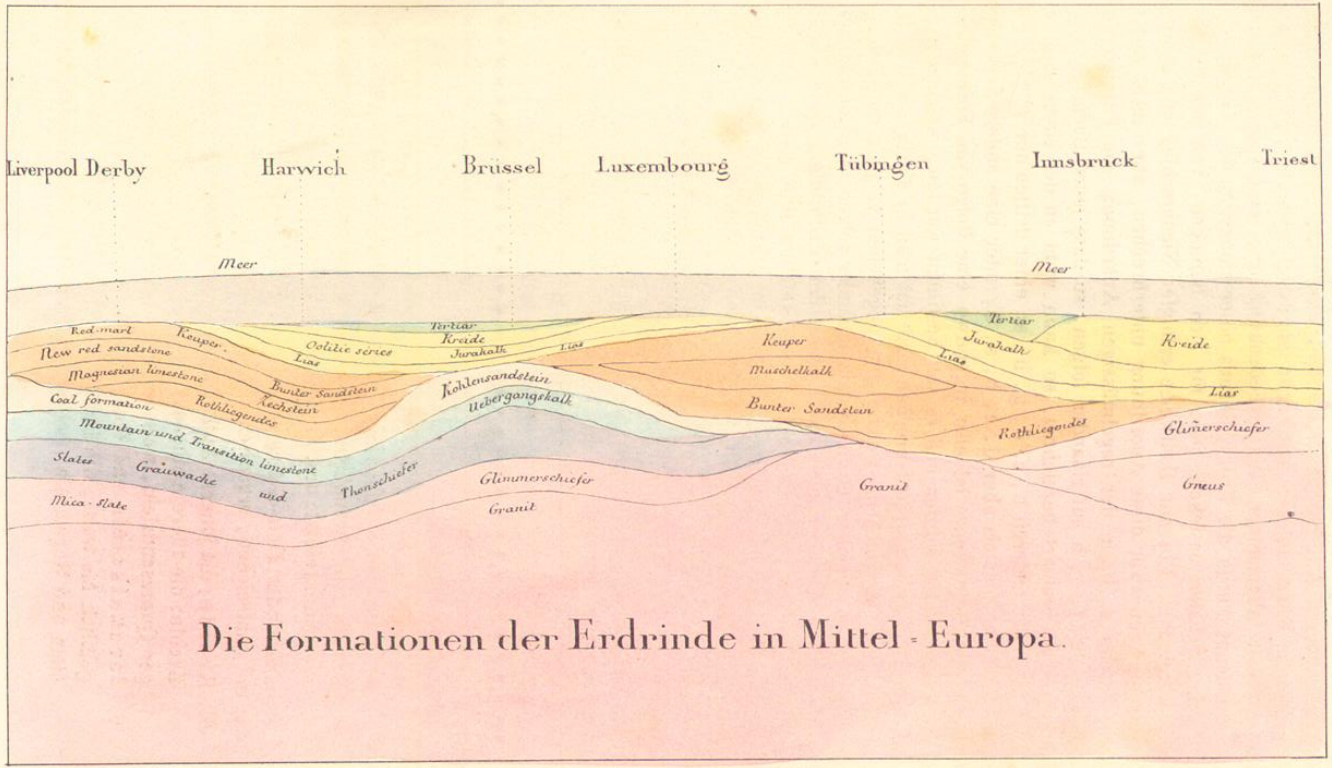
1. Jüngere Kies- und Sandmassen (Alluvium); Dammerde, und alle noch in der Fortbildung begriffenen Formationen.
2. Aeltere Kies- und Sandmassen (Diluvium); zum Theil auch grössere Blöcke älterer Formationen einschliessend.

Tertiäre Formationen; von geringer Festigkeit; die zahlreichen organischen Ueberreste meist nicht versteinert, sondern mit gut erhaltenen, nur gebleichten Schalen.

3. Oberer Meeressandstein; grau, gelb bis weiss; Quarzsand mit Kalk- oder Thoncement; fest bis ganz lose.
4. Grobkalk; bräunlich, bis weiss; meist porös und ungleichartig zusammengesetzt; fest bis locker und sandig.

Secundäre oder *Flötz-Gebirgsarten;* meistens Kalkstein, Sandstein und Thon; mit zahlreichen, organischen Ueberresten.

5. Kreide; die jüngere Abtheilung als weisse, feste, oder schreibende Kreide; die ältere Abtheilung, der Grünsand, ein sehr feinkörniger Quarzsandstein, weiss, oder mit vielen grünen Körnern.
6. Jurakalkstein und Oolith; die jüngere Abtheilung hellgrau, gelblich bis weiss; die ältere meist bräunlich und braunroth; Kalkstein und Rogenstein (Oolith), abwechselnd mit Thon und Mergel.



Die Formationen der Erdrinde in Mittel-Europa.

7. Lias; dunkelgrauer Kalkstein, Sandstein und Schiefer, mit stets sehr deutlicher Stratification.
8. Keuper; bunter, meist rother Thon und Sandstein, mit eingelagerten Gypsmassen.
9. Muschelkalkstein; rauchgrau, dicht mit späthigen Theilen; reich an versteinerten Muschelüberresten, die zuweilen die übrige Steinmasse fast verdrängen.
10. Bunter Sandstein; meist roth, auch von anderen bunten Farben, bis weiss; sehr kleine Quarzkörner durch ein thoniges Cement verküttet.
11. Zechstein; theils reiner, theils dolomitischer Kalkstein und Dolomit, mit bituminösen Schiefern, die viele Kupfererze enthalten (Kupferschiefer), Gyps und anderen untergeordneten Massen.
12. Rothliegendes; rothe Conglomerate und Sandsteine, mit thonigem, stark eisenhaltendem Cement.

Transitions- oder *Uebergangs-Gebirgsarten;* zum Theil krystallinisch, mit Trümmergesteinen und organischen Ueberresten.

13. Kohlensandstein, feinkörniger, grauer Sandstein, abwechselnd mit Schieferthon und Lagern von Steinkohle.
14. Uebergangskalkstein; krystallinisch oder dicht, öfters bunt, auch grau und schwarz, oft von Spathadern durchzogen.
15. Grauwacke und Grauwackeschiefer; ein grauer, meist sehr fester Sandstein, durch Thonschiefermasse verküttet; abwechselnd und oft verdrängt durch Uebergangsthonschiefer, meistens schwarz oder grau und von geringerem Glanz als der Urthonschiefer.

In untergeordneten Lagern erscheinen Kieselschiefer, Wetzschiefer, Jaspis, Dolomit, Gyps u. s. w.

Primitive oder *Ur-Gebirgsarten*, krystallinisch, ohne Trümmergesteine und organische Ueberreste.

16. Glimmerschiefer und Talkschiefer; entweder reiner Glimmer oder Talk, oder Gemenge dieser Mineralien mit Quarz; abwechselnd und übergehend in Urthonschiefer, ein innig gemengter Glimmerschiefer, homogen, meist glänzend und bunt. Untergeordnete Lager werden gebildet durch Quarzfels, Weissstein, Hornblendschiefer, Serpentin, Urkalkstein, Dolomit, Urgyps und andere meist krystallinische Steinarten.
17. Gneis; ein krystallinisch schiefriges Gemenge von Feldspath, Quarz und Glimmer, oder Talk.
18. Granit, ein krystallinisch körniges Gemenge von Feldspath, Quarz und Glimmer oder Talk.

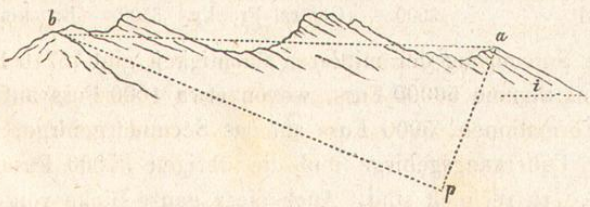
Ausgedehntere Beobachtungen haben die Hypothese, auf welcher die Wichtigkeit beruhte, die man früher dem mineralogischen

Charakter der Formationen beilegte, ganz widerlegt; man hat Formationen gefunden, die nach ihren organischen Ueberresten den ältesten des Erdbodens beigezählt werden müssen, und deren Steinart sich nicht wesentlich von derjenigen der jüngsten Bildungen unterscheidet (Kalk-, Sandstein- und Thonformation von Petersburg und Esthland); andere, die nach ihrem organischen Charakter zu den jüngeren Formationen gehören, während ihre Steinart ganz übereinstimmt mit den Ur- und Uebergangsgesteinen der älteren Geologie (Kalkstein, Sandstein und Schiefer der Alpen); in noch anderen endlich ist die Steinart theilweise so, wie sie noch gegenwärtig in tiefen Meeren entstehen mag, geht aber, im Fortstreichen der Formation in ausgezeichnet krystallinische, mit früheren Urgebirgsarten ganz identische Gesteine über (Kalkstein bei Spezia und Massa-Carrara, bei Predazzo, in den Hochalpen, auf den Hebriden). Jeder Grund, in älterer Zeit eine von der jetzt herrschenden verschiedene Steinbildung anzunehmen, fällt daher weg, und die Ursache des ungleichen Gesteinscharakters der Formationen, die unter ähnlichen Verhältnissen entstanden zu sein scheinen, muss von anderen Einflüssen abgeleitet werden. Nur innerhalb der Grenzen, bis zu welchen diese Einflüsse sich ausgedehnt haben, ist es gestattet, von der Steinart auf das Alter der Formation zu schliessen, und die Festsetzung dieser Grenzen, die für jede Formation eigene sein können, ist eine noch zu lösende Aufgabe. — Obgleich indess die Reihe der mitteleuropäischen Formationen die allgemein geographische Bedeutung nicht mehr hat, die man früher ihr beilegte, so ist sie dennoch für die geologische Chronologie als leitender Typus stehen geblieben, und man orientirt sich über die Epoche irgend eines geologischen Ereignisses, indem man seine Gleichzeitigkeit mit der Ablagerung des Jurakalks oder des Kohlensandsteins angibt, eben so, wie in der Geschichte der verschiedenen Völker alle Ereignisse auf die Geschichte eines einzelnen Volkes bezogen werden, obgleich die Verhältnisse jener Völker mit denjenigen des Volkes, zu dessen Geschichte man sie in synchronistische Beziehung bringt, in gar keinem Zusammenhang gestanden haben mögen.

60. Mächtigkeit der bekannten Formationsfolge.

Die Dicke der uns bekannten Erdrinde würde im Verhältniss zum Erdhalbmesser beinahe verschwinden, wenn nur die Schachte des Bergbau's sie uns aufgeschlossen hätten; denn die Grubenwerke haben kaum noch eine grössere Tiefe unter Tag erreicht als 3000′, und da sie gewöhnlich im Gebirgsland vorkommen, so bleibt ihr Grund meist noch über dem Meeresspiegel. Zu Kitzbühl in Tyrol gehen die Schachte bis auf 3000′ nieder; zu Freiberg in Sachsen nur auf 1800′; eben so tief am Harz; zu Giromagny in den Vogesen hat ein alter Schacht eine Tiefe von 2160′; alle aber bleiben mit ihrem unteren Ende noch über dem Niveau des Meeres. Zu Whitehaven in Cumberland sind dagegen Kohlengruben mehr als 600′ tief unter den Meeresspiegel abgesenkt worden; zu Anzin bei Valenciennes erreichen die Kohlengruben eine Tiefe von ungefähr 1100′ unter dem Niveau des Meeres. — Eine grössere Dicke wird uns zugänglich an den Abhängen der Massen, die als Hochland und Gebirge sich über das Niveau der Meere erheben. Nimmt man an, es seien die Formationen horizontal liegend, so dass die verticale Höhe des Hochlandes zugleich die Mächtigkeit der Formationsfolge anzeige, und setzt man die absolute Erhebung der höchsten Plateaumasse auf 14000′ (West-Tübet), so ergibt sich für die Mächtigkeit der uns zugänglichen horizontalen Formationsfolge $14000 + 1000 = 15000'$; eine Grösse, die noch nicht den 1300ten Theil des Erdhalbmessers ausmacht und auf einem Globus von 1 Fuss Durchmesser nur als der zwanzigste Theil einer Linie erscheinen würde.

Die geneigte Lage, in welcher oft die Formationen vorkommen, gestattet indess eine beträchtlich ausgedehntere Kenntniss ihrer Mächtigkeit. Zwischen *a* und *b* z. B. erscheinen zahlreiche



Formationen an der Oberfläche, ohne dass diese wesentlich

Old red + Coal measures (Tipperary) zusammen über 4000' Dub. Jukes p. 287

ansteigt, und aus der Entfernung *ab* und dem mittleren Fallwinkel $i = b$ der Formationen ergibt sich die Mächtigkeit *ap* der Formationsfolge $= ab \sin i$. — Addirt man die auf diesem Wege oder durch ungefähre Schätzung erhaltenen Angaben der Mächtigkeit aller bekannt gewordenen Formationen, so erhält man ein weit stärkeres, als das vorher gefundene Resultat. Nach einer sehr oberflächlichen Schätzung beträgt die Mächtigkeit der verschiedenen Formationen:

	Mittlere Mächtigkeit.	Extreme der Mächtigkeit.
1. Jüngere Kies- u. Sandmassen	10 Fuss.	100 Fuss.
2. Aeltere Kies- u. Sandmassen	20 —	360 — (Norfolk)
3. Jüngere Tertiärgebirge	300 — (Südrussland)	2500 — (Molasse d. Schw.)
4. Aelt. Tertiärgebirge	240 — (Paris)	über 2000' Insel Wight. Jukes 348. 1000 — (Essex)
5. Kreide	1200 — (England)	3000 — (Alpen)
6. Jurakalkstein	800 — (Franche-Comté)	2500 — (England)
7. Lias	450 — (England)	700 — (Würtemberg)
8. Keuper	400 — (England)	1000 — (Würtemberg)
9. Muschelkalk	550 — (Nord-Deutschl.)	1030 — (Unterer Neckar)
10. BunterSandstein	770 — (Nord-Deutschl.)	1100 — (Nord-Deutschl.)
11. Zechstein	300 — (Derbyshire)	450 — (Thüringen)
12. Rothliegendes	500 — (England)	2600 — (Thüringen)
13. Kohlensandstein	1700 — (Durham)	2500 — (Süd-Wales)
14. Uebergangskalkstein	1000 — (Niederrhein)	7500 — (West-England)
15. Grauwacke und Uebergangsthonschiefer	7500 — (West-England)	60000 — (Harz)
16. Glimmerschiefer	8000 — (Gastein)	60000 — (Tessin u. Bündt.)
17. Gneis	20000 — (Alpen)	80000 — v. Viesch z. Jungfr.
18. Granit	3000 — (Central-Frankr.)	3600 — Brocken ü. d. Meer

Die Summirung der mittleren Mächtigkeit gibt 46740 Fuss oder in runder Summe 50000 Fuss, wovon etwa 1000 Fuss auf die jüngeren Formationen, 5000 Fuss auf das Secundärgebirge, 10000 F. auf das Uebergangsgebirge und die übrigen 34000 Fuss auf das Urgebirge zu rechnen sind. Auch diese ganze Dicke von 50000 F. beträgt aber nur noch den 400ten Theil des Erdhalbmessers und

Insel Wight. London = plast. Thon 2625' Engl. Brün 1. p. 445.

würde an einer Kugel von 1 Fuss Durchmesser nur eine Schale von nicht ganz ein Fünftel Linie Dicke bilden; der grösste Theil dieser Mächtigkeit fällt überdiess auf die räthselhaften Formationen des Urgebirges, von denen es noch sehr in Frage steht, ob die senkrechte Entfernung zwischen ihren breitesten Flächen wirklich ihre wahre Mächtigkeit messe.

Besondere Verhältnisse.

61. Sedimente in stehenden Gewässern.

Unsere Vorstellungen über die Beschaffenheit und den Umfang der im tieferen Grunde von See'n und Meeren vorgehenden Sedimentbildung können nur sehr schwankend sein, da der ganze Vorgang der Beobachtung entzogen ist.

Stoff zu Sedimenten wird auf verschiedenen Wegen zugeführt. Einen bedeutenden Theil desselben liefert der von Flüssen hergeschwemmte, oder bei Stürmen durch die Brandung erhobene Schlamm, der von den Strömungen bis in grosse Entfernungen von der Küste verschleppt werden kann. Unterbrechungen, die bei klarem Flusswasser oder ruhigem Meere eintreten, müssen Stratification des sich bildenden Sedimentes veranlassen. Die Substanz dieses Sedimentes wird meist Thon, Mergel und kohlensaure Kalkerde sein, und durch Erhärtung desselben müssen weit verbreitete Lagerfolgen von Thon und Thonschiefer, Mergel und Mergelschiefer, Kalkstein und verwandten Steinarten im Meeresgrunde entstehen.

Auch durch Winde kann Stoff zu den Sedimenten der offenen Meere zugeführt werden. Die vulcanische Asche wird bei Eruptionen des Aetna und Vesuv über einen grossen Theil des Mittelländischen Meeres verbreitet; die leichten Bimssteinlapilli liegen oft unübersehbar weit handhoch auf dem Wasser, wenn die Inselvulcane des Grossen Oceans und der Indischen Meere Ausbrüche erleiden. Man kann daher nicht bezweifeln, dass auf dem Grunde von Meeren, in deren Nähe sich thätige Vulcane befinden, weit ausgedehnte Ablagerungen vulcanischer Stoffe entstehen, die in den Zwischenzeiten der Eruptionen wieder von dem gewöhnlichen Meeresschlamm bedeckt werden und daher vielfach damit

abwechseln. — An Küsten, die an Sandwüsten grenzen, führen die Winde den feineren Sand weit über das Meer fort, und die Ablagerung desselben auf dem Meeresgrunde führt zur Bildung von Sandstein.

Eine nicht geringere Masse von Stoff geht hervor aus dem Abfall der Thiere und Pflanzen, die im Seewasser leben. Die unteren Thierclassen, mikroskopische Crustaceen, Mollusken, Zoophyten, Infusorien sind in dieser Beziehung die wichtigsten, wegen ihrer zahllosen Vermehrung bei kurzer Lebensdauer und ihrer gleichförmigen Vertheilung durch weit ausgedehnte Wassermassen. Die Kalkgehäuse vieler dieser Thierclassen werden oft vom Wasser in einen feinen Schlamm aufgelöst, der wie Milch flüssig ist und sich nur sehr langsam zu Boden setzt.

See'n von gesättigten Salzwassern scheiden bei vermehrter Dampfbildung einen Theil der aufgelösten Salze an den Ufern und im Grunde aus. Nach grosser Trockenheit zieht man aus dem Grund der Lagune von Cumana Massen von krystallisirtem und sehr reinem Kochsalz von drei bis vier Cubicfuss (v. Humboldt). Viele Salzsee'n in den asiatischen und südeuropäischen Steppen trocknen in den heissen Monaten ganz oder grösstentheils auf und hinterlassen ausgedehnte Salzkrusten. An den Ufern des Eltonsee's, zwischen Saratow und Astrachan, bilden sich alle Jahre horizontale Salzschichten, durch dünne Schlammlager getrennt, mit deren Ausbeutung im Sommer bei tausend Arbeiter beschäftigt sind. Die oberste Lage hat eine rein weisse Farbe und besteht aus lose zusammengehäuften Kochsalzwürfeln; die darauf folgenden sind fester, von lichte röthlich-weisser Farbe, die sich aber verliert, wenn das Salz einige Zeit an der Luft liegt; dann folgen graue Lagen, die ihre Farbe von eingemengtem Schlamm erhalten haben, und zuletzt schwarze Lagen, welche so fest sein sollen, dass sie nur schwer zu durchbrechen sind. Diese finden sich noch 2 Faden tief unter der obersten Lage, und wie weit sie nach unten fortsetzen, ist nicht bekannt. Der Boden der ganz flachen Ufer besteht aus Lehm, der eine Menge kleine Gypskrystalle einschliesst; der See selbst ist so seicht, dass man ihn überall durchwaten kann (Rose). Eben so entstehen dicke Krusten von Soda bei Debreczin in Ungarn, ferner im Westen des Nilthales und in mehreren anderen

Gegenden durch das jährliche Austrocknen oder den Rückzug der Natronsee'n. Die jährliche Ausbeutung von Soda bei Debreczin wird auf 50000 Centner geschätzt (Rueckert), was ungefähr ein fusshohes Stratum von eben so viel Quadratfuss Fläche bilden würde. Die Soda ist stets mit Kochsalz und etwas Glaubersalz gemengt. Die sechs Natronsee'n in Aegypten hinterlassen, bei schnellem Austrocknen, nur Kochsalz, bei langsamer fortschreitender Verdampfung mengt sich das Kochsalz mit Soda und es bleibt oft eine mehrere Fuss starke Kruste dieses Salzgemenges zurück. Schreitet die Bildung noch langsamer fort, so lagert sich zuerst eine Schicht von Soda ab, auf diese folgt eine Schicht von Kochsalz, und dieser Wechsel wiederholt sich mehrere Male (Russegger). — Nach der sehr wahrscheinlichen Erklärung von Berthollet entsteht die Soda durch eine Wechselzersetzung zwischen dem mit Chlornatrium geschwängerten Wasser und der kohlensauren Kalkerde des Kalksteins und Lehms, der die Ufer und den Seegrund bildet, und eine ähnliche Einwirkung des Wassers auf Gyps mag die Entstehung von Glaubersalz veranlassen.

Viele Sedimente, die sich ausserhalb der Meere und See'n bilden, können auch unter Wasserbedeckung vorkommen, z. B. Niederschläge von Quellwassern und Sedimente vulcanisch ausgestossener Massen. Des geringeren Gewichtes wegen wird ihre Verbreitung um so grösser und die Dicke der entstehenden Sedimente um so gleichmässiger sein. Die ausgedehnten, 4—8 Zoll starken Lager von bituminösem Kalktuf oder Travertin, die sich in den Sümpfen von Czegled in Ungarn absetzen, mit eingeschlossenen Planorben, Limneen, Physen und von cylindrischen Gascanälen durchlöchert, haben zum Theil eine Festigkeit, dass sie im Sommer, wenn der Boden trocken liegt, als Bausteine ausgebeutet werden (Beudant). — Lagermassen von Kalksteinen, Eisenstein, Kieselerde, Bitumen, Bänke von Laven oder vulcanischen Tufen, die unter dem hohen Druck der Meeresbedeckung sich bilden, werden aber durch grössere Dichtigkeit der Steinart oft wohl auch durch krystallinisches Gefüge von den analogen Bildungen auf der trockenen Erdfläche oder in Sümpfen sich wesentlich unterscheiden.

Die Ablagerungen in grossen stehenden Gewässern entstehen unter den günstigsten Verhältnissen zur Bildung regelmässiger, weit-

hin fortsetzender, horizontaler Straten von überall gleicher Mächtigkeit. Die Substanzen befinden sich meist im Zustande feinster Zertheilung, ihre Ablagerung und Erstarrung geschieht mit grosser Langsamkeit und Ruhe, und die Ausbreitung über grosse Flächen wird unterstützt durch den starken und gleichförmigen Druck des Wassers. Aus den Sondirungen ergibt sich jedoch, dass dem Meeresboden, wenigstens in grösserer Nähe der Küsten, eine eben so grosse Mannigfaltigkeit in der Beschaffenheit seiner Oberfläche zukommt, als dem Boden des trockenen Landes; an den einen Stellen stösst die Sonde auf festen, nackten Fels, an anderen ist der Boden dicht bewachsen mit Meerpflanzen oder Zoophyten, an noch anderen bedeckt mit Sand oder Muschelschalen, und häufig sinkt das Senkblei in grundlosen Schlamm ein.

Die Sonde enthält zur Untersuchung des Grundes an ihrer unteren Fläche eine conische Höhlung, welche mit Talg ausgefüllt wird, damit die losen Theile des Grundes sich anhängen, die nicht trennbaren sich abdrucken. Die zahlreichen Sondirungen der Seefahrer betreffen indess fast ausschliesslich die Küstenlinien, Buchten, Strommündungen und Untiefen und nicht den Grund des hohen, offenen Meeres.

Literatur. Ueber die Beschaffenheit des Meergrundes: Marsilli, *hist. phys. de la mer*, 1725; Donati, *storia natur. dell' Adriatico*, 1750; zerstreute Angaben in Beschreibungen von Seereisen und in den grösseren hydrographischen Werken der Marine. — Ueber Salzsee'n: Pallas, *Reisen im Russischen Reich*, 1771; Erdmann, *Beiträge zur Kenntniss des Inneren von Russland*, 1825; Goebel, *Reise in die Steppen des südl. Russlands*, 1838; G. Rose, *Reise nach dem Ural etc. II*, 1842; Rueckert, *Beschreibung der Sodasee'n*, in *v. Crell's chem. Ann. I*, 1792; Beudant, *voyage en Hongrie*, 1822; Andreossy, *sur la vallée des lacs de Natron, descr. de l'Egypte I*; Berthollet, im *Journ. de phys.*, 1800; Russegger, *Reisen I*, 1842.

62. Aeltere Sedimente in stehenden Gewässern.

Die nähere Untersuchung des trockenen Erdbodens und der Gebirge lehrt uns sehr mächtige und weit verbreitete Formationen kennen, die alle Charaktere einer Entstehung durch Absatz aus stehenden Gewässern tragen. Sie sind in horizontale oder wenig geneigte Lager abgesondert, ihre Steinart ist theils Kalkstein von grösserer oder geringerer Festigkeit, theils Thon und Mergel, sie schliessen Ueberreste von Pflanzen und Thieren ein, deren Arten in See'n oder Meeren noch lebend sind, oder doch, ihrer Organisation nach, nur in stehenden Gewässern gelebt haben

können. Ein bedeutender Theil der Steinarten selbst erscheint, wenn man sie zerrieben unter dem Mikroskop prüft, aus den Schalen von Infusorien und anderer nur dem bewaffneten Auge sichtbaren Thierfamilien zusammengesetzt. — Zu den verbreitetsten Steinarten, die nach diesen Merkmalen als Absatz stehender Wasser betrachtet werden können, gehören

Kalkstein.

In mannigfaltigen Abänderungen, oft aus reiner kohlensaurer Kalkerde bestehend, nicht selten mit beigemengter Kieselerde, Thonerde, Eisenoxyd, Kohle. Folgende Arten von Kalkstein gehören zu den verbreitetsten. Der dichte Kalkstein, hell, bis dunkelgrau oder bräunlich, theils ganz homogen, theils mit einzelnen krystallinischen Schuppen, bald in mehrere Fuss und sogar Klafter mächtige Bänke abgesondert, bald sehr dünn geschichtet, bis schiefrig; zuweilen durch beigemengtes Bitumen im Anschlagen übel riechend, als Stinkkalk. Lager von dichtem Kalkstein bilden in grosser Einförmigkeit die Grundlage des über Tausende von Quadratmeilen ausgedehnten Russischen Flachlandes; in Mitteleuropa ist er in mehreren Formationen von grosser Mächtigkeit und Erstreckung, wie im Jurakalk, Muschelkalk, Zechstein, Uebergangskalk, die vorherrschende Steinart; mächtige Gebirgszüge, wie der Apennin, der Libanon u. a. bestehen grösstentheils aus demselben. — Die Kreide, weiss, grau, gelblich, theils abfärbend, theils fester, oft mit Knauern von Feuerstein, die zum Theil Versteinerungen von Alcyonien, Fungien, Echinodermen u. a. Seethieren oder Aggregate der kieseligen Ueberreste mikroskopischer Thierarten sind, die Hauptmasse selbst oft aus zum Theil mikroskopischen Thiergehäusen bestehend, welche mannigfaltigen Geschlechtern von Polythalamien (Nummuliten, Milioliten, Discorbiten, Lenticulinen u. s. w.) und Infusorien angehört haben. Mächtige Kreidemassen verbreiten sich über einen grossen Theil des nördlichen Frankreichs und südlichen Englands, über mehrere Küstenländer des Baltischen Meeres, zum Theil auch über Polen und Süd-Russland. — Der Grobkalk, grau und bräunlich, aus ungleichartigen Kalktheilen, bald fester, bald sehr locker zusammengesetzt, und in Kalksand übergehend, der öfters fast ganz organischen Ursprungs ist. Er ist die herrschende Steinart in der Umgebung von Paris, in der Gegend von Wien, im südöstlichen Steiermark, in einem grossen Theil von Süd-Russland. — Travertin oder Süsswasserkalk, weiss, gelblich, bräunlich, dicht, oft von grosser Festigkeit, porös bis erdig, oft mit bituminösem Geruch, von verticalen Röhren durchzogen; er bedeckt die Campagna zwischen Rom und Tivoli, einen Theil von Ungarn u. a. Flachländer.

Thon.

Blaulich oder bräunlich grau, meist im Wasser sich erweichend, d. h. plastisch; vorherrschend aus Kieselerde und Thonerde bestehend. Mergel ist ein Gemenge von Thon und kohlensaurer Kalkerde, das mit Säuren aufbrauset; Lehm ist ein feinsandiger Thon oder Mergel. Organische Ueberreste, meist von marinen Mollusken und mikroskopischen Thierfamilien in grosser Menge, oder auch ganz fehlend. Eine ungeschichtete Thonmasse bildet die oberste Bedeckung des Bodens in dem grössten Theil der Pampas von Südamerika; ein blauer Thon herrscht in den Ebenen von Illinois, ein rother Thonboden deckt die Niederungen auf der Ostseite der Alleghanys von Neu-York, bis nach Florida. In Polen erstreckt sich die zum Theil bis 100 Fuss mächtige Lehmbedeckung von Krakau bis an den Bug; auch die russischen und asiatischen Steppen haben zum Theil Thon zur Grundlage. Die Westküsten des indischen Dekan, in Canara und Malabar, sind überall mit ungeschichtetem, eisenschüssigem Thon, dem Laterites von Buchanan, bedeckt, der auch an den Ghats bis zu den grössten Höhen aufsteigt und sich weithin über die Hochebenen verbreitet. — Bei grösserer Festigkeit wird der Thon oft schiefrig, als schiefriger Thon, Mergelschiefer und Thonschiefer. — In älteren Formationen, z. B. in der Oolith- oder Jurakalkbildung, gehören Thon- und Mergelmassen, oft mehrere 100 Fuss mächtig, zu den wesentlichsten Gliedern, oder sie sind dem Kalkstein eingelagert und wechseln mit demselben. Thonschiefer von oft grosser Festigkeit erscheinen, besonders in den ältesten Formationen, häufig als herrschende Steinart; am Harz, in den Gebirgen des Mittelrheins, in den Ardennen, in der Bretagne, in Wales und Cornwall, treten sie in grösster Mächtigkeit auf, zum Theil als die tiefste bekannte Grundlage aller übrigen Formationen. — Während der Thonschiefer nur als Ausnahme kohlensaure Kalkerde enthält und durch die Benennung Mergelschiefer stets untergeordnete Glieder anderer, besonders Kalkstein- oder Sandsteinformationen bezeichnet werden, erscheint in den Gebirgen des südlichen Europa ein Schiefer, der zwischen Kalkschiefer und Thonschiefer schwankt, als beinah allgemein verbreitete Steinart. Es ist diess Gestein der Flysch, ein in der Regel aufbrausender Schiefer, hellgrau bis schwarz, mürbe bis sehr fest, bald aus fast reiner kohlensaurer Kalkerde bestehend, bald von eigentlichem Thonschiefer kaum verschieden, bald auch durch Aufnahme von Quarzkörnchen in einen sehr festen, innig gemengten, fast homogen erscheinenden Sandstein übergehend. Der Flysch hat in den Alpen, in den Karpathen, einem Theil von Italien, und in anderen mittelmeerischen Ländern durch Mächtigkeit und ausgedehntes Vorkommen dieselbe Bedeutung, wie der Thonschiefer im mittleren und nördlichen Europa, und auch seine mineralogischen Charaktere und die enge Verbindung mit festen Sand-

steinen erinnern so auffallend an die Verhältnisse der Thonschieferbildungen, dass in älterer Zeit diese Gesteine für identische, ihre Formationen für gleichzeitige galten.

Ein Theil der Eigenschaften, worin viele dieser älteren Sedimente von denjenigen abweichen, deren Fortbildung wir beobachten oder durch das Experiment nachahmen können, erklärt sich aus dem höheren Druck, unter dem sie stehen mochten, und der unbestimmt langen Zeitdauer ihres halbflüssigen, allen Molecularkräften volle Einwirkung gestattenden Zustandes; so ihre grössere Festigkeit, das dichte Gefüge, die Entwickelung krystallinischer Theile, die Schieferung. Häufig finden wir aber analoge Formationen, die durch Stratification, den Einschluss organischer Ueberreste und zum Theil auch durch ihre Substanz sich als Sedimente stehender Gewässer zu erkennen geben, unter Verhältnissen, die diesen Schluss sogleich wieder in Zweifel setzen und zur Annahme zwingen, dass entweder spätere Einwirkungen die ursprüngliche Sedimentmasse wesentlich verändert haben, oder dass selbst die Entstehung dieser Formationen eine wesentlich verschiedenartige gewesen sei. Diese abweichenden Verhältnisse betreffen theils die Lage und Gestalt der Schichten, theils die Substanz selbst, und häufig beide zugleich.

Während die Sedimentbildung im See- und Meeresgrunde, bei der äusserst feinen Zertheilung der sich ablagernden Massen, nur in horizontalen, ebenen und weit ausgedehnten Straten erfolgen kann, sieht man in Gebirgen Kalk- und Thonschichten oft in mehreren tausend Fuss mächtigen Lagerfolgen, steil geneigt, bis vertical stehend, zu hohen Gewölben umgebogen, wellenförmig, oder zickzackförmig gewunden und geknickt. In einem grossen Theil der Stockhornkette stehen die Kalksteinlager, Ueberreste von Seethieren einschliessend, vertical; die meisten Juraketten sind Gewölbe von Kalkstein- und Mergelformationen; die wunderbaren Biegungen der Kalkschichten auf beiden Ufern des Vierwaldstädtersee's, zwischen Brunnen und Altorf, sind allgemein bekannt; die Thonschiefer, welche die Hauptmasse des Hochgebirges bilden, sind 50—70° gegen den Horizont geneigt, diejenigen des westlichen Englands stehen vertical oder sind mannigfaltig gewunden.

Aber auch horizontal liegende Formationen erscheinen an verschiedenen Stellen in Niveaux, die um viele tausend Fuss von einander abweichen. Die Bänke der älteren Kreideformation, die in Marseille im, und zum Theil unter dem Niveau des jetzigen Meeres liegen, finden wir etwas nördlicher, bei Castellane, auf Höhen von 4800′ (au Rabiou und Escragnolles), bei Neuchâtel in der Schweiz, am Fuss des Gebirges, auf 1350′, auf dem Rücken des Savoyischen Hochlandes auf Höhen von 7000′ (M. d'Anternes, M. de Sales, oberhalb Servoz), und in den Anden von Peru ist sie in grosser Verbreitung auf Hochflächen von 12000′ Meereshöhe (Guancavelica) ausgedehnt.

Ausgedehnte Gebirge von Kalkstein haben durch innige Beimengung von Kohle eine dunkelgraue, fast schwarze Farbe erhalten (Kalk der Alpen); andere Kalksteinlager erscheinen in den buntesten, rothen, gelben, braunen Farben, als bunte Marmorarten; noch andere sind rein weiss, krystallinisch, schwach durchscheinend, wie Salzmassen, und heissen salinische Marmor. In noch anderen Gebirgen hat sich die kohlensaure Kalkerde mit kohlensaurer Talkerde zu Dolomit verbunden, der oft ganz krystallinisch, rein weiss, aus vielen kleinen Rhomboedern zusammengesetzt ist, wie in den südlichen Alpen. Oder, es haben sich Mineralien eingemengt, die in gewöhnlichem Kalkstein nicht gefunden werden, wie Bergkrystall, Glimmer, Hornblende, Granat, Bleiglanz u. s. w. An mehreren tausend Fuss mächtigen Kalkstein- und Dolomitmassen sieht man in ihrem Fortstreichen die Stratification immer unklarer werden und zuletzt ganz verschwinden; an ihrer Stelle erscheinen zahlreiche, meist verticale Spalten und Klüfte, welche den grösseren Theil der Masse durchsetzen und auf dem Gebirgskamm zackige Gipfel und thurmähnliche Formen verursachen. — Nicht geringere Abweichungen zeigen sich in der Reihe des Thones. Die Spaltbarkeit der Schiefer und die Zähigkeit der einzelnen dünnen Blätter wird so gross, dass man Mühe hat, sie von dem Druck allein herzuleiten; statt der matten, schmutzig gefärbten Gesteine sieht man stark glänzende Schiefer von schwarzen oder bunten Farben, in der älteren Geologie Urthonschiefer und Uebergangsthonschiefer genannt, oder Dachschiefer bei ausgezeichnet ebener Spaltbarkeit und grosser Festigkeit,

Alaunschiefer, wenn sie, durch Zersetzung von Eisenkies, alaunhaltend sind. Die Einmengung fremdartiger Mineralien ist noch häufiger als in den Kalksteinen.

Am höchsten steigern sich diese räthselhaften Verhältnisse in Formationen, deren Steinart nur noch entfernte oder gar keine Verwandtschaft zu denjenigen zeigt, die wir mit Wahrscheinlichkeit für Bildungen des See- und Meergrundes halten können, in denen auch organische Ueberreste selten oder niemals gefunden werden, die aber doch regelmässige und weit ausgedehnte Stratification zeigen und auch wohl mit unzweifelhaft aus Meeren abgelagerten Sedimenten so enge verbunden sind, dass es unmöglich scheint, für die eine Steinart eine ganz andere Entstehung anzunehmen, als für die andere. Zu diesen anomalen Formationen gehört Gyps, der zuweilen zwar organische Ueberreste enthält (Montmartre, Stradella) und häufig lagerweise mit Thon und Steinsalz abwechselt; ferner Jaspis, Kieselschiefer, Wetzschiefer, die häufigen Begleiter von Thonschiefer; vorzüglich aber die krystallinischen Schiefer, Glimmerschiefer, Talkschiefer, Hornblendschiefer, Gneis, die in mehreren Ländern (Scandinavien, Brasilien) sich über viele tausend Quadratmeilen ausdehnen, und auch durch ihren lagerartigen Wechsel auffallend an die successiven Niederschläge grosser Wassermassen erinnern, die sogar auch mit Lagern von Kalkstein und Schiefer, worin organische Ueberreste vorkommen, abwechseln, während eine Erzeugung ihrer Hauptbestandtheile, Glimmer, Talk, Hornblende und Feldspath, aus wässerigen Auflösungen der Chemie widerstreitet, wohl aber auf feurigem Wege beobachtet und in vulcanischen Producten gewöhnlich ist. Die grosse Verbreitung, welche vielen dieser abnormen Gesteine zukommt, verlangt eine besondere Berücksichtigung derselben.

63. Abnorme Glieder der Kalksteinreihe.

Nur diejenigen Steinarten, in denen der abweichende mineralogische Charakter eine äusserste Grenze erreicht hat, sind hier aufgeführt; nicht aber die mannigfaltigen, oft sehr mächtigen und weit verbreiteten Zwischengesteine, welche den Uebergang der Kalksteinbildungen gewöhnlicher Art zu jenen Extremen bilden. Auch Steinarten, für welche diese Uebergänge fehlen, sind aufgenommen,

wenn durch ihr gemeinschaftliches Auftreten mit allgemeinen Kalksteinformationen ihre genetische Abhängigkeit von diesen wahrscheinlich wird.

Körniger Kalkstein.

Der hellgraue und weisse salinische Marmor tritt selbständig und in grossen Massen auf, oder enge verbunden mit gewöhnlichem, Petrefacten führendem Kalkstein, oft auch mit krystallinischen Schiefern. Er ist meist feinkörnig, bis verschwindend körnig, die krystallinischen Theile sind stets weit dichter unter sich verwachsen, als in spathigen Kalksteinen, die oft als Glieder des Travertins vorkommen. Nicht selten dickschiefrig abgesondert. — In mächtigen Gebirgsmassen erscheint der weisse Marmor im südlichen Graubündten (V. Ferrera), in den Apuanischen Alpen bei Massa-Carrara, auf Attica (Pentelicon, Hymettos, Laurion), auf den Griechischen Inseln (Naxos, Paros u. a.), auf dem Vorgebirge Athos. — Nicht selten, besonders wo er mit krystallinischen Schiefern verbunden ist, wird er durchzogen von Glimmer- oder Talkblättern und heisst dann Cipollin, so in den Pyrenäen, in der Tarentaise, in Griechenland; oder, er ist verwachsen mit Serpentin und Chlorit, als Ophicalce Brong., wie der Marmor des Campanerthales, von Maurin in Dauphiné, von S. Catharina auf Elba; oder, in der Grundmasse von körnigem Kalk sind Krystalle und krystallinische Partieen von Feldspath, Pyroxen, Hornblende, Granat, Idokras, eingewachsen, Calciphyre Brongn., wie zu Auerbach an der Bergstrasse, zu Huntly in Schottland, an vielen Stellen in den Pyrenäen und den Alpen; oder, er ist gemengt mit Eisenglimmer, wie zu Canicul, im Ferrerathal (Graubündten).

Dolomit.

Nach der Formel $\dot{C}a\ddot{C} + \dot{M}g\ddot{C}$ zusammengesetzt, oder auf 1 At. kohlensaure Kalkerde 1 At. kohlensaure Talkerde enthaltend; nicht selten mit Kalkstein gemengt, als dolomitischer Kalk. — Die Steinart erscheint in mannigfaltigen, auch nach ihren geologischen Verwandtschaften getrennten Abänderungen. — Ausgezeichnet feinkörnig, die mikroskopischen, glänzenden Rhomboeder oft in lockerer Verbindung, hiedurch zuckerähnlich, rein weiss oder grau, zuweilen von Talkblättern durchzogen, oder die Ablosungen der dickschiefrigen Steinart von Talk bedeckt; oft mit mannigfaltigen Einschlüssen von Hornblende, Quarz, Kalkspath, Korund, Turmalin, Schwefelkies, Realgar u. s. w.; es bildet diese Abänderung mächtige und weit fortsetzende Einlagerungen in den Centralalpen (Binnenthal im Wallis, Campolongo an der Südseite des Gotthard, Lucmanier). — Kleinkörnig bis dicht, theils zu festem Gestein verwachsen,

theils leicht in eckige Trümmer und dolomitischen Sand zerfallend, mit kleinen und grösseren Poren und Höhlungen, die mit Braunspathdrusen ausgekleidet sind, rein weiss, graulich oder bräunlich weiss, isabellgelb, zuweilen mit Schichtung, aber oft unterbrochen, häufiger ist Stratification nur angedeutet oder ganz verdrängt durch verticale Zerklüftung; die Steinart bildet hohe, nackte Felsstöcke, schroff abfallende und wild zerrissene Felsmauern, an deren Fuss sich ununterbrochene und stets frische Trümmerhalden ausdehnen; die verbreitetste Abänderung, aus welcher die Hauptmasse des südlichen Kalkalpenzuges, von V. Sesia in Piemont bis nach Ungarn, ein grosser Theil des Jura in Franken, eine mächtige Kalkformation in England, der Magnesian limestone, u. a. Gebirgsmassen bestehen; die grösste Verbreitung zeigt diese Steinart in Nordamerika; aus dem Staate Neu-York erstreckt sie sich bis an die Rocky mountains, bedeckt beinah ganz Ohio, Indiana, Illinois, Michigan, Wisconsin, und zieht sich südlich bis Tenessee, nördlich bis weit nach Canada hinein. — Dicht und sehr fest, mit flachmuschligem Bruch, blaulich weiss, gelblich braun, grau, an der Aussenfläche mit strohgelbem bis braunrothem, staubähnlichem Verwitterungsüberzug; als dicke Lager abwechselnd mit bunten Schiefern, Quarzfels, Kalkstein, in den nördlichen Kalkalpen (Buet, Lauterbrunnen, Uri, Glarus). — Die letztere Abänderung geht zuweilen über in Rauchwacke (*cargneule*), ein Dolomitgestein, das selbst wieder die mannigfaltigsten Gestalten annimmt: dunkelgrau bis schwarz, mit eckig begrenzten, hellgrauen, matten und erdigen Stellen; oder die Hauptmasse erdig und hellgrau, mit eingewachsenen eckigen Stücken oder Knollen von dunklem Kalkstein oder Dolomit; oder, als wirkliche Breccie eckiger Stücke, die sich von der Grundmasse nur durch ein helleres oder dunkleres Grau unterscheiden; oder, porös und zellig, hell aschgrau, gelblich bis röthlich braun, mit eckigen Höhlungen, theils leer, theils mit ascheähnlichem Dolomit ausgefüllt, die Zellen oft so gedrängt, dass nur dünne, meist sehr feste, oder krystallinische Zwischenwände bleiben; oder, mit kleinen und grossen, zum Theil fuss- und klaftergrossen, rundlichen Höhlungen, die feste Masse selbst breccienartig oder zellig, mit runden, knolligen oder zackigen, äusseren Formen, wie aufgequollen. Die Rauchwacke bildet mächtige Einlagerungen von grosser Erstreckung in den Kalkgebirgen von Thüringen, Schwaben, den Alpen, u. a. Gegenden, häufig als Begleiter von Gyps.

Anhydrit.

Karstenit, *Muriacit.* Wasserfreie, schwefelsaure Kalkerde. Dunkelgrau, seltener hellgrau und weiss, noch seltener blau; feinkörnig, schuppig, bis dicht, meist von grosser Festigkeit; öfters thonig, oder eingesprengtes Steinsalz enthaltend; in Berührung mit der Atmosphäre und der atmosphärischen Wasser abbleichend, auflockernd und sich mit einer weissen,

mehligten Kruste bedeckend. „Der Anhydrit, sagt v. Charpentier, welcher dem Wechsel von Nässe und Trockenheit, Kälte und Wärme ausgesetzt ist, erleidet, sowohl in seiner Structur, als in seiner Mischung, eine sehr merkwürdige Veränderung. Der Einfluss der Atmosphäre wird in kurzer Zeit fühlbar, wie wir es täglich an den Trümmerhalden der Grubenarbeit wahrnehmen können. Schon nach einer Woche fängt der Anhydrit an, sich zu entfärben, die graue Farbe geht in weiss über, er verliert seine Härte und seinen Zusammenhalt, und zerfällt zuerst in einen groben Sand, nach und nach aber in ein impalpables Pulver, welches, wenn die Wasser es nicht wegschlämmen, sich wieder zu einer festen Masse agglutinirt, die, nach der Calcination, sich wie gewöhnlicher Pflastergyps verhält. Der mit Thon oder mit Steinsalz gemengte Anhydrit ist dieser Verwitterung am ersten unterworfen; im Inneren der Gruben aber, wo die Feuchtigkeit und Temperatur ziemlich constant sind, widersteht auch dieser unreine Anhydrit derselben oft sehr lange. Ist der Anhydrit in grossen Massen, als anstehender Fels, der Atmosphäre ausgesetzt, so lässt der gegenseitige Druck der Theile nicht zu, dass sie sich ganz trennen und in Sand zerfallen, das Gestein ändert dann nur zum Theil seine Aggregation und lässt durch kleine Risse das Wasser eindringen, welches sich mit ihm zu epigenirtem Gyps verbindet. Auch in diesem Fall ändert sich indess die dunkelgraue Farbe in Weiss um, welches oft von grosser Reinheit ist, das Durchscheinen und der Glanz nehmen ab, die schuppige Textur wird undeutlich und geht oft in die erdige über, die Härte wird geschwächt, während die Zähigkeit zunimmt, der Stein bläht sich auf, die Straten krümmen sich und trennen sich sogar, ohne jedoch zu brechen, und in alten Galerien versperren diese Aufblähungen der Wände und der Decke öfters beinah den Durchpass. Obgleich durch diese Umwandlung das äussere Ansehen des Steines sehr verändert wird, so kann man doch gewöhnlich noch erkennen, aus welcher Abänderung des Anhydrits dieses oder jenes Stück epigenirten Gypses entstanden sei; besonders hat sich das rechtwinklichte Gefüge des späthigen Anhydrits oft noch sehr deutlich erhalten.“ — Gleiche Thatsachen über die Umwandlung des Anhydrits in Gyps wurden auch in Schwaben beobachtet. — Der Anhydrit erscheint in untergeordneten Massen von oft grosser Mächtigkeit im alpinischen Kalkgebirge (Tarentaise, Bex, Berchtesgaden, Salzburg), und im Salzgebirge von Schwaben, kleinere Partieen bei Eisleben, Osterode u. a. Orten.

Gyps.

Wasserhaltende, schwefelsaure Kalkerde. Feinkörnig, schuppig, bis dicht; meist rein weiss, oder durch Thon grau, gelb, braun bis fast schwarz, durch Eisen fleischroth bis dunkelroth; weisse, durchscheinende, durch inniges Verwachsen der krystallinischen Structur dicht erscheinende Massen heissen Alabaster; zuweilen mit grösseren späthigen Aussonderungen von

Selenit; oder mit eingeschlossenen fremdartigen Mineralien, Glimmer, Talk, Quarz, Schwefel, Eisenkies, Kupferkies u. a.; eine seltenere Abänderung besteht aus durch einander gewachsenen zoll- bis fussgrossen Selenitkrystallen, deren Zwischenräume mit körnigem Gyps oder Thon ausgefüllt sind (Sicilien); oft deutlich und dünn stratificirt, in grosser Ausdehnung gleichförmig, oder die Straten vielfach gewunden, oft auch mit unklarer oder ohne Spur von Schichtung; häufig zerklüftet, oder von Höhlungen und inneren Canälen (*Schlotten*) durchzogen. — Die Gypsmassen erscheinen meist in enger Verbindung mit Kalksteinablagerungen, als Lager oder Stöcke denselben untergeordnet, oder in selbständigen Hügeln an sie angrenzend. Häufig werden die Gypsmassen von unregelmässigen, bald sehr mächtigen, bald wenig dicken Massen von Rauchwacke umschlossen und durch diese vom reineren Kalkstein getrennt. Viele Gypsmassen, und in den Alpen wohl alle, sind nur oberflächliche, öfters zwar bis 100 Fuss mächtige Schalen von Anhydritmassen. Von anderen Gypsmassen, die regelmässig stratificirt erscheinen, auch wohl mit Kalkstein, oder anderen neptunischen Bildungen abwechseln und selbst auch organische Ueberreste einschliessen, wie die Gypse in der Umgebung von Paris und von Tortona in Piemont, oder bei Lüneburg, oder im Mannsfeldischen, ist diese Annahme nicht zulässig und sie müssen als ursprüngliche Bildungen betrachtet werden.

Steinsalz.

Chlornatrium, *Sel gemme*. — Grobkörnig oder kleinkörnig, wasserhell, oder graulich, röthlich, bräunlich weiss, auch blau, violet, roth, dunkelgrau; durchsichtig oder durchscheinend; in den kleinkörnigen Massen öfters Ausscheidungen von grossspäthigem Steinsalz. Grosse Massen oft ganz rein, deutlich oder unklar geschichtet; oder, weniger mächtige Lager wiederholt mit Gyps- oder Thonlagern abwechselnd; auch Steinsalz, Gyps und Thon in Nestern, Adern und kleineren Theilen regellos durch einander gemengt; zuweilen Thon als Grundmasse, Salzthon, und das Steinsalz in grösseren und kleineren Adern und Körnern, zum Theil von verschwindender Kleinheit, eingesprengt. — Am Nordrande der Alpen findet sich das Salz meist als Salzthon, mit Gyps und Anhydrit dem Kalkstein untergeordnet (Berchtesgaden, Hallein, Ischel, Hallstadt, Aussee). In Schwaben hat man in zahlreichen Bohrlöchern mehrere, mit Anhydrit, Gyps, Kalkstein oder Thon wechselnde Lager von oft sehr reinem Steinsalz durchsunken, einige derselben nur wenige Zoll oder Fuss, andere bis 50 Fuss mächtig. Unter ähnlichen Verhältnissen findet sich das Steinsalz beim Rothen Haus, in der Nähe von Basel. In England erreichen die Steinsalzlager (Northwich in Cheshire) eine Mächtigkeit von mehr als 100 Fuss. Die zwei mächtigsten Ablagerungen von Steinsalz in Europa finden sich, die eine zu Cardona in Catalonien, wo ein aus reinem

Steinsalz bestehender, bei 300 Fuss hoher und weit ausgedehnter Salzberg, zum Theil felsigt abgestürzt, oder in kühne Gipfel und Kämme zerrissen, in offenen Steinbrüchen abgebaut wird; die andere zu Wieliczka in Polen, dessen Gruben, Kammern und Gänge, in mehreren, durch Treppen verbundenen Stockwerken, bis 1100 Fuss tief unter die Oberfläche nieder gehen, ohne den Grund des Steinsalzes, in welchem alle ausgehauen sind, erreicht zu haben. In Peru ist die Grundlage der Gegend von Juanjuy am Pongo (n. Pöppig) ein unermessliches Lager von Steinsalz, welches, theilweise von dünnen Sandsteinschichten oder Flugsand bedeckt, in einer Ausdehnung von 60 geogr. Quadratmeilen nachgewiesen ist, aber wahrscheinlich weit über diese Grenzen hinausreicht; an der Einmündung des Mayobamba bildet das Salz einen 200′ hohen Absturz, aus rothen und weissen Salzschichten bestehend, die mit schmalen Streifen von Kalksteinconglomerat abwechseln.

Literatur: v. Leonhard, *Charakteristik der Felsarten*, 1823; Al. Brongniart, *classif. des roches*, 1827; d'Omalius d'Halloy, *des roches*, 1841. Ueber körnigen Kalkstein: Brard, *mineral. appliquée aux arts*, 1821, *II*; v. Leonhard, *popul. Geologie II*; Fiedler, *Reise in Griechenland*, 1840; Escher und Studer, *Beschreib. von Mittel-Bündten*, 1839. Ueber Dolomit: v. Buch, *über Dolomit als Gebirgsart*, *Berl. Akad.* 1823; —, *Briefe über das südliche Tyrol*, 1824; Ch. Gmelin, *chem. Unters. der Kalkform. Schwabens*, *Würt. Abhandl. I*, 1826; Lardy, *constit. géol. du St. Gotthard*, *Schweiz. Denkschr.* 1833; Freiesleben, *zur Kenntniss des Kupferschiefergebirges*, 1807, *II*; Conybeare und Phillips, *Geology of England*, 1822; de Castelnau, *le système silurien de l'Amerique septentr.*, *Compt. rend.* 1843. Ueber Anhydrit, Gyps und Steinsalz: de Charpentier, *les terrains de Bex*, *Ann. des mines*, 1819; v. Alberti, *die Gebirge des Königr. Würtemberg*, 1826; —, *Monogr. des bunten Sandst.*, *Muschelk. u. Keupers*, 1834; Merian, *Verhandl. v. Basel*, 1836; Keferstein, *Unters. über das Steinsalz*, *Teutschl.* 1822–25; Cordier, *über Cardona*, *Journ. de Phys. LXXXII*, mit Zusätzen von Kleinschrod, *Leonh. Taschenb. XV*; Beudant, *voyage en Hongrie II*, 1822; Karsten, *metallurg. Reise*, 1821; v. Leonhard, *popul. Geol. III*.

64. Abnorme Glieder der Thonreihe.

Wo die thonigen Gesteine älterer Formationen in grösseren Massen auftreten, erscheinen sie meist als Schiefer, und diese oft äusserst mächtigen Thonschiefer mit dem damit verbundenen Kieselschiefer, Wetzschiefer und anderen Einlagerungen weichen durch grössere Festigkeit, Härte, Glanz, Farbe so stark ab von den Schlamm- und Thonbildungen unserer See'n und Meere, dass sie bereits als abnorm aufgeführt werden könnten. Nach dem Princip, diese Benennung nur auf die Extreme anzuwenden, lässt sich indess die Aufzählung beschränken auf drei Hauptgruppen, von denen aber die eine so mannigfaltige Glieder enthält, dass sie eine abgesonderte Behandlung verlangt.

Galestro.

Die Benennung bezeichnet in Toscana einen Thonschiefer von bunten, weingelben, grünen, violeten, rothen Farben, der durch häufige Querabsonderungen vielfach zerspalten ist und leicht zerfällt; die schiefrigen und die anderen Ablosungsflächen sind oft von einem, zum Theil schwach metallisch glänzenden, graulich oder röthlich schwarzen Mongananflug bedeckt. — Auf das Engste mit diesen Galestroschiefern verbunden, tritt Jaspis auf, deutlich in dünne bis mehr als fussdicke Lager abgesondert und, wie der Galestro, leicht in prismatische Trümmer zerfallend; die meist rothe Grundmasse nicht selten von weissen Quarzadern durchzogen. Beide Steinarten, der Schiefer und der Jaspis, können unter der allgemeinen Benennung Galestro zusammengefasst werden. — Der Galestro erscheint vorzugsweise in naher Beziehung zu Flyschbildungen, theils in Nestern von oft sehr grosser Ausdehnung dem Flysch untergeordnet, theils in selbständigen Hügel- und Gebirgszügen. — In Graubündten bildet Galestro den rauhen Felskamm der Persenneralp in Davos, den Engpass von Tinzen in Oberhalbstein und tritt auch sonst häufig auf. Im Apennin von Ligurien erscheint er ausgezeichnet in der Schlucht hinter Borghetto, oberhalb Spezia. In Garfagnana wird bei Barga der Jaspis zu architectonischer Verzierung gebrochen. Auf Elba besteht die Kette des Volterrajo grossentheils aus Galestro und Jaspis. Am Ural kommt Jaspis, nach Rose, in grösster Verbreitung vor, besonders zwischen Miask und Orsk; er findet sich in grünen, grauen, gelben und rothen Farben, bald einfarbig, bald als Bandjaspis, oder gefleckt, und wird vielfach zu Verzierungen und Vasen verarbeitet.

Spilit.

Der Name bezeichnet, nach Al. Brongniart, ein Gestein von dichter, halbharter Grundmasse, matt oder schimmernd, hellgrün bis dunkelgrün, grünlich bis schwärzlich grau, violet bis schmutzig kirschroth, mit Säuren nicht selten aufbrausend, und Kalkspath in Adern oder Blasenräumen einschliessend, v. d. L. zu schwarzem Glase schmelzbar; deutlich oder verwachsen schiefrig, geschichtet oder massig. Es gehört dazu ein Theil der Aphanite von v. Leonhard; in Toscana heisst das Gestein Gabbro rosso, im Nassauischen Schalstein; in der Beschreibung von Mittel-Bündten sind die hieher gehörenden Gesteine als Grüne Schiefer beschrieben, und dieselbe Benennung hat auch G. Rose für die analogen Gesteine am Ural gewählt. — Die chemische Zusammensetzung der Grundmasse scheint sehr ungleich, bald wenig von derjenigen gewöhnlicher Thonschiefer oder Flyschgesteine abweichend, bald innig durchdrungen von Epidot, der als dichter Pistazit sich auch reiner ausscheidet, oder auf Kluftflächen krystallisirt, bald mit Talk, Serpentin, Steatit oder anderen Talkerde haltenden Mineralien gemengt, bald sehr eisenschüssig, bald der

Grundmasse von Dioriten oder Augitporphyren genähert, ohne dass zwischen diesen verschiedenartigen Abänderungen sich scharfe Grenzen ziehen lassen. — Zuweilen ist der Spilit gefleckt, mit scharfer, eckiger Begrenzung der Farben, z. B. grün und roth; er erhält hiedurch das Ansehen einer Breccie, oder er wird auch wirklich breccien- und conglomeratartig und enthält Stücke von festerem Spilit, Jaspis, Serpentin, Kalkstein, Flysch, von der Grundmasse umwickelt. Eine andere Abänderung wird mandelsteinartig, durch meist kleine, gerundete, mit Kalkspath angefüllte, oder leere Blasen. Oder, die Steinart wird zu Variolith oder Blatterstein: es haben sich Kugeln in der Grundmasse ausgesondert, etwas fester als diese, dicht, selten mit Spuren excentrisch fasriger Structur, von der Grösse eines Stecknadelkopfs bis zu mehreren Zoll im Durchmesser, meist von Erbsengrösse, mit der Grundmasse fest verwachsen, oder sich leicht davon ablösend. — Das Vorkommen der Spilitbildungen ist demjenigen des Galestro ähnlich, und beide gehen oft in einander über. Im Ural sind die Spilite sehr entwickelt bei Katharinenburg, Miask, Omsk u. a. Gegenden; im Nassauischen (Dillenburg) stehen sie in enger Verbindung mit Thonschiefer und Grauwacke; in Dauphiné mit Kalkstein; in Graubündten mit Flysch, Serpentin und Diorit; unter ähnlichen Verhältnissen treten sie in grosser Ausdehnung auf in Piemont (Aostathal, M. Viso), auf Elba (Nordküste) und in Toscana (M. Catini, M. Vaso).

Literatur. Nebst den im vorigen § angeführten, allgemein petrographischen Werken, über Galestro: Targioni-Tozetti, *viaggi in Toscana*, 1768, 12 *Vol.*, *deutsch im Ausz. von Jagemann*, 1787, 2 *Vol.*; Al. Brongniart, *sur les Ophiolithes*, *Ann. des mines*, 1821; Savi, *mem. sulla costituz. fisica della Toscana*, 1829; G. Rose, *Reise nach dem Ural*, 1842, *II.* — Ueber Spilit: die beiden letzten Werke von Savi und Rose, ferner Stifft, *Beschreib. des Herzogth. Nassau*, 1831; v. Dechen, in *Nöggerath*, *Rheinl. Westph. II*; Escher und Studer, *Beschr. von Davos und Mittel-Bündten*, *Schweiz. Denkschr.* 1837 und 39; Gras, *sur l'origine des Spilites en Dauphiné*, *Bull. géol. XI.*

65. Krystallinische Schiefer.

Während die bisher aufgezählten abnormen Gesteine meist nur als sporadische Einlagerungen oder höchstens in einzelnen Gebirgszügen auftreten, setzen die krystallinischen Schiefer ganze Gebirge zusammen und erstrecken sich, theils an der Oberfläche, theils von jüngeren Formationen bedeckt, über grosse Länder; in den Centralalpen, im Erzgebirge, Mährischen Gebirge, Böhmerwald, in dem grössten Theil von Scandinavien, und in vielleicht noch grösserer Ausdehnung in Brasilien, bilden sie ausschliesslich den Erdboden bis in meist unbekannte Tiefe, und auch in anderen Ländern,

die von gewöhnlichen Kalksteinen, Flyschschiefern oder Sandsteinen bedeckt werden, darf man sie in der Grundlage dieser Formationen vermuthen, da sie in grosser Erstreckung am Rande derselben aufsteigen.

Die grosse Mannigfaltigkeit dieser Steinarten lässt sich, nach ihrer geologischen Verwandtschaft, in wenigen Hauptgruppen zu leichterer Uebersicht bringen. Alle schliessen sich zunächst dem Thonschiefer, häufig aber auch dem Flyschschiefer an, so dass es oft unmöglich wird, zwischen glänzenden Thonschiefern, oder Flyschgesteinen und krystallinischen Schiefern eine Grenze zu ziehen.

Gruppe der Talkschiefer.

An den gemeinen Flysch schliesst sich zunächst der Talkflysch an, ein aufbrausendes schiefriges Gemenge von stark glänzendem, grauem, schwarzem oder grünem Talk, feinkörnigem Quarz und krystallinischem weissem Kalk, worin häufig Quarz und Kalk in feinkörniger Mengung für sich linsenförmige Partieen und dünne Lager mit fest anhängendem Talküberzug bilden, oder auch dichter, zum Theil wasserheller Quarz in Zwischenlagern, Gängen oder grösseren Nestern von der Dicke mehrerer Zolle oder Fusse vorkommt. Nicht selten ist Bitterspath vereinzelt eingesprengt, oder in feinkörnigen Adern und Lagen, theilweise sogar gegen den Talk vorherrschend. Ein quarziger, mit vielem Bitterspath gemengter Talkflysch, dessen Talk, von spangrüner Farbe, getrennte, stark glänzende Partieen im Gestein bildet, heisst am Ural Listwänit, und tritt auch im Talkflysch der Alpen häufig auf. — In gleich naher Beziehung steht zum Thonschiefer der Talkschiefer, *Steaschiste* Brg., ein aus meist stark verwachsenen Talkblättern bestehendes Gestein von gerade oder krumm oder verworren schiefriger Structur, häufig grau oder graulich grün, schimmernd bis halb metallisch glänzend, zuweilen weiss, mit starkem Glanz, auch braun, grün, roth, violet, schwarz. Als Beimengung besonders Quarz, in Mandeln, Körnern, oder fein eingesprengten Theilchen, zuweilen zu grösseren Blättern, Linsen oder dünnen Zwischenlagern sich anhäufend, meist durchscheinend, oder wasserhell. In einigen Abänderungen eingemengte Glimmerblättchen. Mit dem Quarz zuweilen Feldspath innig gemengt zu weissen feinkörnigen Mandeln und Körnern, oder auch für sich in vereinzelten Blättchen von unregelmässiger Begrenzung, aber am Perlmutterglanz erkennbar. Unwesentlich, obgleich oft in beträchtlicher Menge eingemengt, sind Granat, Strahlstein, Asbest, Magneteisen, Schwefelkies u. a. Mineralien. — Oft mit Talkflysch oder Talkschiefer verbunden, oft auch selbständig tritt Chloritschiefer auf: berggrün, bis schwärzlich grün, schuppig körnig, fein und verwachsen blättrig bis dicht, daher selten in grössere dünne Tafeln spaltbar; mit ähnlichen Einmengungen wie der Talkschiefer,

besonders Magneteisen ist oft in Menge, als kleine Körnchen, oder in grösseren Krystallen eingewachsen. — Verliert der Chloritschiefer durch das Verwachsen seiner Blättchen die Spaltbarkeit, so dass er dickere Lager bildet, so heisst er Topfstein, Lavezstein, Giltstein, *pierre ollaire*, und wird vielfach zu Oefen und Töpfen gebrochen. — Nicht selten sind in dem Chloritschiefer feine Nadeln, oder auch grobkörnige Partieen von Strahlstein ausgeschieden; und es verdrängt auch wohl dieses Mineral den Chlorit ganz und bildet sich zu einem feinstrahligen, oft filzartig verwachsenen Strahlsteinschiefer aus. — In inniger Verbindung mit Chloritschiefer entwickelt sich auch Serpentin und Serpentinschiefer, dichter, oder feinkörniger Serpentin, der in dünne, zum Theil linsenförmige Tafeln oder Blätter spaltbar ist, auf den breiten Flächen deutlich blättrig, im Querbruch dicht und splittrig. In einer selteneren Abänderung enthält der Talkschiefer grössere krystallinische Blätter von Diallag, mit der übrigen Masse innig verwachsen, und diese Masse erscheint homogen und dicht, das Gestein wird ein Diallagschiefer. — In einem grossen Theile von Brasilien ist ein sehr quarzreicher Talk- oder Chloritschiefer, der Itacolumit, die herrschende Steinart, der Quarz wird zum Theil so vorwaltend, dass der Talk beinahe verschwindet, und das Gestein als ein dickschiefriger, zuweilen biegsamer, feinkörniger Quarzfels erscheint. Der Itacolumit bildet rauhe felsigte Bergreihen und hohe Gipfel und ist das Muttergestein des Diamants. — In naher Verbindung mit ihm steht der Eisenglimmerschiefer, ein körnig schiefriges Gemenge von vorwaltendem Eisenglimmer und Quarz, meist locker verbunden und leicht zerfallend. — Der Talkschiefer bildet das Grundgebirge in mehreren Theilen von Italien, wie in Toscana, auf Elba und Corsica; in grosser Mächtigkeit und Mannigfaltigkeit tritt er auf in den südlichen Alpen von Wallis, Tessin, Veltlin und weiter östlich. Chloritschiefer findet sich in beträchtlicher Ausdehnung in der Umgebung des M. Rosa, im südlichen Theile von Oberhalbstein in Graubündten, bei Chiavenna und im V. Malenco im Veltlin. In denselben Gegenden verbindet sich mit demselben Topfstein und Serpentinschiefer. Diallagschiefer kommt vor zu Voltri, W von Genua, zwischen Stalla und Avers in Graubündten, und auch im Grundgebirge von Lüttich in Belgien.

Gruppe der Glimmerschiefer.

Selbständiger, als die meist mit Flysch oder gewöhnlichem Thonschiefer enge verbundene Gruppe der Talkschiefer, und zum Theil in sehr grosser Mächtigkeit und Ausdehnung, tritt der Glimmerschiefer, *Micaschiste*, auf, ein krystallinisch schiefriges Gemenge von Glimmer und Quarz; der Glimmer weiss, grau, braun, schwarz, auch wohl grün, gelb, roth, in getrennten Blättchen oder stark verwachsen; der Quarz in feinen Körnern, Mandeln oder Linsen, die ganz von Glimmer umhüllt sind;

zuweilen der Glimmer, zuweilen auch der Quarz vorherrschend. Unwesentliche Gemengtheile sind häufig und mannigfaltig; zu den gewöhnlichsten gehören Granat, Turmalin, Epidot, Chiastolith, Schwefelkies. — Wie aus dem Talkschiefer der Itacolumit, so geht aus dem Glimmerschiefer, durch Zurücktreten des Glimmers, der Quarzfels und Quarzschiefer hervor, zuweilen durch Beimengung von etwas Feldspath oder Eisenoxyd röthlich und bräunlich, mit schimmernden Quarz- oder Glimmertheilchen, als Aventurin, vorherrschend aber glänzend weiss. Der Quarzfels ist meist verwachsen feinkörnig bis dicht, zuweilen auch deutlich körnig, einem Quarzsandstein ähnlich; oft schiefrig, mit zerstreuten oder zusammenhängenden Glimmerblättchen auf den Ablosungen, aber auch, frei von Glimmer, in dicken, homogenen Schichten, beinahe massig; seine Felsmassen gewöhnlich nackt, mit rundlicher, wie abgewaschener Oberfläche, aus der Ferne mit Schneemassen zu verwechseln. — In naher Verbindung mit Glimmerschiefer, mit ihm lagerweise abwechselnd und auf grössere Strecken ihn beinahe verdrängend, kommt Hornblendschiefer vor, schiefrig körnige Aggregate von schwarzer oder dunkelgrüner Hornblende, meist verworren kurzstrahlig oder fasrig; zuweilen gemengt mit schwarzem oder braunem Glimmer. — In einigen Gegenden treten Graphitblättchen an die Stelle des Glimmers, und es entsteht ein schiefrig körniges Gemenge von Graphit und Quarz, der Graphitschiefer. — Der Glimmerschiefer bildet für sich, mit geringer Abwechslung der Steinart, sehr weit ausgedehnte Gebirgszüge oder Hügelgegenden, in den südlichen Theilen von Tessin, im oberen Innthal und Salzathal, in den Sudeten, dem Erzgebirge, und in grösster Verbreitung in Scandinavien und Schottland. Grössere Massen von Quarzfels kommen im Riesengebirge, am Ural und vorzüglich im westlichen Schottland und auf den ihm nahe liegenden Inseln vor. Hornblendschiefer erscheint in bedeutender Mächtigkeit auf der Nordseite des Lago Maggiore, in Schlesien, im nordwestlichen Schottland. Der Graphitschiefer erreicht besonders in den Sudeten eine grössere Verbreitung.

Gruppe der Feldspathschiefer.

Das durch allgemeine Verbreitung wichtigste Gestein dieser Gruppe und der krystallinischen Schiefer überhaupt ist der Gneis, ein schiefrig körniges oder flasriges Gemenge von Feldspath, Quarz und Glimmer; der Feldspath meist weiss oder grau, gewöhnlich Orthoklas, in verwachsenen krystallinischen Theilen und beinahe pulverartigen Theilchen, gleichzeitig aber oft in grossen Zwillingen porphyrartig ausgesondert; der Quarz grau, in Körnern, oder mit dem Feldspath innig gemengt; der Glimmer gewöhnlich schwarz, tombackbraun oder grau, theils in getrennten parallel liegenden Blättchen, theils in zusammenhängenden ebenen Straten mit Straten von Feldspath und Quarz abwechselnd, theils die aus fein

gemengtem Feldspath und Quarz bestehenden Mandeln, oder die grossen Feldspathkrystalle umhüllend und zwischen denselben sich durchflechtend. Oefters ist der Glimmer sehr vorherrschend und die Steinart mit Mühe von Glimmerschiefer zu unterscheiden; in anderen Arten, dem Granit veiné (de Saussure), oder dem granitischen Gneis, erscheint er nur in sehr vereinzelten Blättchen, die aber doch ihren Parallelismus behaupten; in noch anderen, die Gneis-Granite heissen können, liegen alle drei Gemengtheile in jeder Richtung durch einander, die Steinart ist aber doch deutlich und oft dünn geschichtet, die Trennungsflächen sind mit Glimmer bedeckt und die Schichten wechseln mit anderen krystallinischen Schiefern. — In einigen Gebirgen tritt Talk oder Chlorit an die Stelle des Glimmers; Gneis-Granite, in denen dieses statt findet, heissen Protogine. — An unwesentlichen Einmengungen enthält der Gneis ungefähr dieselben Mineralien wie der Glimmerschiefer, Granat, Turmalin, Epidot, Hornblende, Disthen, Schwefelkies u. a., doch sind dieselben gewöhnlich sparsamer vorhanden. — Nicht selten wechseln mit dem gewöhnlichen Gneis Lager von Hornblendgneis, krystallinisch körnige Gemenge von weissem, grünem oder gelbem Feldspath und schwarzer Hornblende, feinkörnig und verwachsen, bis grobkörnig mit deutlich getrennten Bestandtheilen. — Zieht sich der Glimmer oder Talk aus dem Gneis grösstentheils zurück, so entsteht ein deutlich oder stark verwachsen körniges, zum Theil homogen scheinendes Gemenge von Feldspath und Quarz, das die Namen Eurit (d'Aubuiss.), Leptynit (Hauy) führt. Oefters ist in diesen Gesteinen der sehr vorherrschende Feldspath dichter Feldspath oder Feldstein, weiss, grau, röthlich, und der Quarz scheint mit demselben innig verschmolzen; diese Gesteine heissen Petrosilex (de Saussure), Weissstein (Werner), Granulit (v. Leonhard), oder, wenn der Quarzgehalt vorherrscht, Hornfels und Hornschiefer. Die feldsteinartige Grundmasse mehrerer Weisssteine (Mähren) ist Oligoklas. — Eine seltene Gneisart besteht aus weissem Feldspath, schwarzem Glimmer und graulich oder gelblich weissem Eläolith, welcher den Quarz ersetzt, weiterhin aber selbst wieder durch Albit verdrängt wird; nach ihrem ausgedehnten Vorkommen bei Miask und an der Westseite des Ilmengebirges, hat sie von G. Rose den Namen Miascit erhalten; sie ist ausgezeichnet durch einen grossen Reichthum eingemengter, seltener Mineralien, wie Sodalith, Cancrinit, Zirkon, Apatit, Ilmenit, Pyrochlor, Aeschynit, Monazit u. a. — Sehr ausgedehnte Gneisgebirge verbreiten sich über das mittlere Tessin; Protogine bilden vorzugsweise die Centralmassen des Montblanc; auch die Centralmassen der Berneralpen, des Gotthard, der Tyroler-, Salzburger- und Steyermärkeralpen bestehen aus Gneis, der nicht selten mit Hornblendgneis wechselt, oder als Protogin auftritt; noch grössere Gneismassen, besonders Weissstein, bilden vorzugsweise den Böhmerwald, das Mährische Gebirge und das nördliche Erzgebirge; eine beträchtliche Einlagerung von Feldstein oder Weissstein

im Gneis findet sich an der Pissevache im Unterwallis; Hornfels und Hornschiefer trennen am Harz den Granit von der Grauwacke.

Literatur. Nächst den angeführten allgemeinen Werken, über Talkschiefergesteine: Savi, *costitut. fisica della Toscana*, 1839; Sismonda, *osserv. geolog.*, in den *Mem. di Torino*, 1838 u. f.; Studer, *über Graubündten, Schweiz. Denkschr.*, 1837 und 39; —, *const. géol. de l'île d'Elbe, Bull. géol. XII*; Fournet, *géologie des alpes entre le Valais et l'Oisans*, 1842; v. Eschwege, *Brasilien*, 1827; —, *Beitr. zur Gebirgsk. Brasiliens*, 1832; Rose, *Reise nach dem Ural II*, 1842. — Ueber die Gruppe der Glimmerschiefer: Hisinger, *miner. Geogr. von Schweden*, deutsch, 1826; v. Buch, *Reise durch Norwegen*, 2 *Vol.*, 1810; Hausmann, *Reise durch Skandinavien*, 5 *Vol.*, 1811 — 18; Naumann, *Beiträge zur Kenntniss von Norwegen*, 2 *Vol.*, 1823; Macculloch; *Western Islands*, 1819; Boué, *essai sur l'Ecosse*, 1820; de Charpentier, *const. géol. des Pyrénées*, 1823; v. Oeynhausen, *Beschr. von Oberschlesien*, 1822; Zobel und v. Carnall, *Beschr. von Niederschlesien*, *Glatz u. s. w. Karst. Arch.* 1831. — Ueber Gneis und verwandte Gesteine: de Saussure, *voyages dans les alpes*; Jurine, *über Protogine*, *Journ. des mines*, *XIX*; Brochant, *Ann. des mines*, *IV*; F. Hoffmann, *orogr. und geogn. Verhältnisse des nordwestl. Deutschl.*, 1830; Zincken, *über die Granitränder der Rosstrappe*, *Karst. Arch.*, 1832; —, *der östliche Harz*, 1825; de Bonnard, *essai géogn. sur l'Erzgebirge*, 1816.

---

66. Strandbildungen.

An den Küsten grösserer Wassermassen, oder am Strande (*la plage*) veranlasst die Einwirkung des Wassers auf die Ufer eigenthümliche Verhältnisse.

Die nur selten unterbrochene Bewegung des Wassers theilt sich auch den losen Kies-, Sand- und Schlammtheilen der Küste mit, die bald dem Ufer genähert, oder, bei hoher See, in das Land hinein getragen, bald wieder in grössere Tiefen zurückgeführt werden. An den meisten Küsten halten beide Bewegungen sich das Gleichgewicht, so dass der Strand weder vorrückt, noch zurückweicht; an einigen (NWküste von Deutschland) gewinnt das Land über das Meer; an anderen (Süd- und Ost- Küste von England und Schottland) das Meer über das Land. Zuweilen vermögen die Fluthen den Kies und Schlamm nur bis in die Nähe der Küste zu tragen; er bildet hier Untiefen, Sandbänke, Barren, die sich durch neu aufgeworfene Massen vergrössern und die zurückliegende Küste vor weiteren Angriffen des Meeres schützen. Die Längenausdehnung dieser Dämme ist stets senkrecht auf diejenige

des vorherrschenden Seewindes, und zwischen ihnen und der Küste liegen Canäle, Buchten oder Teiche (*Lagunen*) ruhigen Meeres, dessen Salzgehalt, wenn Flüsse oder Bäche darin ausmünden, oft weit schwächer, als derjenige des offenen Meeres ist (*Chezil-banc* an der Küste von Dorset, *Étangs* an der Küste von Frankreich).

Wenn die Brandung durch Auswaschung der Grundlage eine steile Küste zum Einsturz bringt, oder ungewöhnliche Sturmfluthen grosse Massen von Schlamm, Sand und Steinen an's Ufer werfen, so liegen in den mächtigen Haufwerken grössere Blöcke, Kiesel und feine Theile ohne Ordnung durch einander. Die gleichmässige Bewegung der Ebbe und Fluth und der gewöhnliche Wellenschlag wirken nachher auf dieselben ein wie Schlämmwerke. Die feinsten, schlammigen Massen werden dem tieferen Meere zugeführt und als Mergel- und Thonschichten abgelagert, näher der Küste zu folgen Straten von Sand, und an der Küste selbst bleiben, nach lange fortgesetzter Auswaschung, nur die gröberen Kiesel liegen, die sich durch Rollen und Reibung immer mehr abrunden und neuen Sand liefern. Bei stärker bewegtem Meere wird jede der drei Zonen weiter auswärts geführt, als in ruhigem Wasser, so dass Mergel- und Sand-Lager oder Sand- und Geröll-Lager wiederholt unter sich wechseln können. — Die Aufeinanderfolge dieser horizontalen oder schwach geneigten Lager von Thon und Sand bildet den Marschboden des Strandes. — An seichten Küsten, die bei jeder Ebbe trocken liegen (Watten an der Küste der Nordsee), lagern die Fluthen sehr dünne Straten von Schlamm (Schlick) oder feinem Sand ab, die während der Ebbe sich hinreichend befestigen, um mit den nachfolgenden Straten nicht eine ungetheilte Masse zu bilden. Die Ablagerung erscheint daher in äusserst dünne und deutliche Straten zertheilt, die leicht mit Schieferungsblättern verwechselt werden könnten (Forchhammer). Das Fallen der Marschlager fand Forchhammer auf Jütland, bei Sandlagern 6^0 bis 14^0, an einer einzelnen Stelle, an der sich Gerölle abgelagert hatten, gleich 25^0, und er betrachtet diesen Winkel als das Maximum, das die Neigung des Strandes erreichen kann. Nach Elie de Beaumont bleibt die Böschung der Sedimente, die durch strömendes Wasser, also auch durch den Rückzug der Fluth und der Brandung gebildet werden (*talus d'entraînement*), beinahe immer

unter 10^0, und wenn der Einfluss der Schwere unterstützt wird durch wiederholtes Aufwühlen der Wellen oder andere Bewegungen, so werden die Ablagerungen horizontal, oder die Böschung (*talus de balancement*) übersteigt nur in seltenen Fällen einen halben Grad. Die Beschaffenheit des Sedimentes übt jedoch auf diesen Winkel grossen Einfluss aus. Die zuletzt erwähnten, äusserst schwachen Böschungen beziehen sich auf den feinen Schlamm an der Ausmündung grosser Ströme. Nach den Sondirungen von Moresby am äusseren Abfall der Coralleninseln in der Gruppe der Maldiven- und Chagosinseln schliesst Darwin, dass Kalksand unter Wasser Böschungen bilde, die bis auf 45^0 und vielleicht noch höher steigen.

Zur Befestigung der losen Schlamm-, Sand- und Geröllmassen ist eine äusserst geringe Menge eines Cementes, das aus den feinsten Theilen der zerriebenen Trümmer herrühren kann, hinreichend. Es entstehen hiedurch Conglomerate, aus Geröllmassen der Uferfelsarten, ganzen und zertrümmerten Muschelschalen und anderen Bestandtheilen des Strandes zusammengesetzt; Sandsteine, deren Körner vorzugsweise aus denjenigen Mineralien bestehen, die der Zerstörung am längsten Widerstand zu leisten vermögen, wie Quarz, und jede einzelne Schicht dieser Sandsteine in der Regel nur Körner derselben Grösse einschliesst; Thone und Mergel, die unmittelbar in die identischen Ablagerungen des tieferen Grundes übergehen.

In nicht geringem Maasse tragen zur Erhöhung des Seegrundes in der Nähe vieler Küsten die kalkigen Gehäuse der Mollusken, Echinodermen und Zoophyten bei, und zwar auf doppelte Weise. Zunächst durch ihre Masse selbst, die oft, mit geringer oder ohne fremdartige Beimengung, beträchtliche Lager bildet, indem nicht selten, nach aufgeregtem Meere, der Strand in grosser Breite mit Schalen und Seethieren dicht bedeckt ist. An mehreren Küsten, wo dieselben in der Folge der Zeiten sich angehäuft haben, können ganze Schiffsladungen von Muschelschalen zum Kalkbrennen weggeführt werden (Dänemark). Austern und andere Geschlechter, die familienweise zusammenwohnen, geben für sich allein klafterdicken Bänken die Entstehung, während die zahlreichen frei lebenden Mollusken, die sich in den Sand einbohren, zur

Befestigung der Sand- und Thonlager beitragen. Den wichtigsten Einfluss üben aber die kalkigen Schalen aus als Cement der losen Kiesel, Sandkörner und anderen am Strande liegenden Körper. Unter dem beständigen Wechsel von Nässe und Trockenheit und durch die Bewegung des Wassers werden dieselben zertrümmert und erweicht, und an vielen Stellen geht aus ihnen, theils ein klein- und feinkörniger Kalksand, theils ein flüssiger, milchähnlicher oder durch Eisenoxyd gefärbter Kalkleim hervor, der wie ein Mörtel erhärtet. Eisenoxyd, auch für sich allein, begünstigt vorzugsweise die Cohäsion. An den Küsten des Mittelländischen Meeres (Livorno, Elba, Messina, Rhodos, Alexandrien etc.) entstehen hiedurch, und vielleicht auch durch Kalk ablagernde Quellwasser, Lager von Kalkstein und kalkreichem Sandstein (Riffstein, *Calcaire méditerranéen*), die nach mehr oder wenig Jahren so grosse Festigkeit erlangen, dass sie als Bausteine und sogar als Mühlsteine dienen. — An den Küsten von Gran-Canaria wird unter der steten Bewegung des Meeres ein wahrer Rogenstein gebildet, eine Verküttung runder Körner, die als Kern ein Sandkorn von Basalt oder Trachyt, oder ein Schalenbruchstück einschliessen; zur Zeit der Ebbe wird dieser lockere Stein als Filtrirstein gebrochen (v. Buch). — Durch fortdauernde Bildung von Riffstein vergrössern sich allmählig mehrere Inseln in Westindien (Guadeloupe, Haiti u. s. w.); der Kalk, in welchem (1804) auf Guadeloupe menschliche Gerippe und Werkzeuge gefunden wurden, hat ein ganz steinartiges, zum Theil homogenes Aussehen, und besteht aus fest verkütteten Muscheltrümmern, zum Theil noch erkennbarer Species, geht aber weiterhin über in ein lockeres oder ganz loses Aggregat zertrümmerter Schalen.

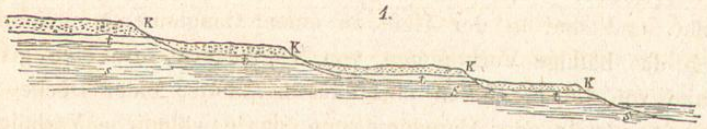
Literatur. Strandbildung: v. Hoff, *Veränderungen der Erdoberfläche*, 1822; Lyell, *principles of Geology*, 1832; de la Bêche, *geological manual*, 1838; Forchhammer, *geognost. Studien am Meeresufer*, *Leonh. und Bronn Jahrb.*, 1841. – Riffstein: Donati, *storia natur. dell' Adriatico*, 1750; Spallanzani, *viaggi*, 1795, *V*; J. Davy, *account of Ceylon*, 1821; Beaufort, *travels in Caramanie*, 1818; Ernouf, *über die Menschenknochen von Guadeloupe*, *Linn. Trans.* 1818; Boué, *essai sur l'Ecosse*; Fleuriau de Bellevue, *Il. de Phys. T. LXXVIII*; v. Buch, *Canarische Inseln*, 1825; Russegger, *Reisen*, *I*, 1842; Keferstein, *Teutschl. IV*; Savi, *mem. s. Toscana e l'Elba*, 1839.

67. Aeltere Strandbildungen.

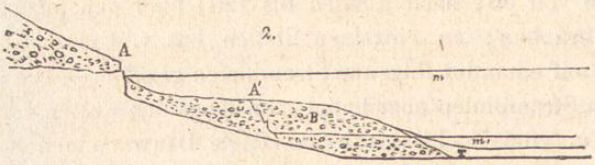
An vielen Küsten wird eine wiederholte Veränderung im Niveau des Meeres durch das Vorkommen von Uferbildungen in verschiedenen Höhen über dem jetzigen Meeresstand bewiesen. Es bestehen diese Bildungen in linearen, bald unterbrochenen, bald durch alle Buchten und Uferbiegungen sich fortziehenden Ablagerungen von Geröllen und Sand mit meist zerbrochenen Muscheln, von feinerem Sand und Thon, zum Theil voll Conchilien, die im Uferschlamm leben, oder aus fast reinen Anhäufungen mariner Conchilien; nicht selten sitzen noch Balanus am Fels fest, oder derselbe enthält Bohrlöcher von Pholaden mit den Schalen ihrer früheren Bewohner. In Holstein fand Forchhammer eine Geschieb- und Muschelbank mit Cardium edule, Ostrea edulis u. s. w. in 150′ Seehöhe; in Schweden, bei Uddewalla, wird, nach Al. Brongniart, 200′ über dem Meere, eine nur aus Conchilien bestehende Bank als Strassenmaterial ausgebeutet, und in ihrer Nähe sitzen Balanus am Fels; längs der Küste von Norwegen haben Keilhau und später Bravais, Martins und Robert diese alten Ufer bis an's Nordcap, an's Weisse Meer, und bis Spitzbergen verfolgt und auch an den Küsten des Bothnischen Golphs wieder gefunden. An der Norwegischen Küste unterscheidet man deutlich zwei Küstenlinien, die eine ungefähr 600′, die andere bei 100′ über dem Meer; wahrscheinlich kommen noch mehrere vor; auf Spitzbergen beträgt die Seehöhe der alten Küste 120′. An der Nordküste von Ost-Sibirien und Tschucktschenland liegen grosse Anhäufungen von Treibholz landeinwärts beträchtlich höher als der jetzige Strand (Wrangel). — Dieselbe Erscheinung wiederholt sich in Grossbrittanien und Irland, und die Linien des alten Strandes erheben sich hier auf 1000′ bis 1400′ Seehöhe; man hat sie in Cornwallis, bei Plymouth, an den Küsten von Schottland, vorzüglich aber an denjenigen des Irischen Meeres beobachtet, und auf der Insel Jura lassen sich 6 bis 7 über einander liegende Strandlinien erkennen, die höchste etwa 40′ über dem jetzigen Hochwasserstand (Vetch). — Auf der Halbinsel S. Hospice, bei Villafranca (Risso), auf den Balearen und auf Sardinien (Della Marmora) sind ähnliche Thatsachen gesammelt worden. Die Küsten von Italien und Sicilien sind reich an Beweisen eines

veränderten Verhältnisses zwischen Land und Meer. An der Starza bei Pozzuoli findet man ein früheres Ufer, sandigen Schlamm voll wohl erhaltener Meerconchilien, etwa 40′ über der jetzigen Seefläche; südlich von Pozzuoli, gegenüber Nisida, liegt die alte Küste, mit Balanus und Pholadenlöcher, 32′ hoch über der See, und sowohl über als unter den Schlammlagern mit Meerconchilien enthält der Boden Trümmer von Architectur und menschlichen Kunstwerken (Lyell). Nicht viel älter scheint die Küstenlinie zu sein, die durch zahlreiche, oft noch mit Farben erhaltene Conchilien und Pholadenlöcher am Vorgebirg Melazzo in Sicilien bezeichnet wird, wohl 80 bis 100 Fuss über der Seefläche, und ähnliche Ablagerungen kommen in der Umgebung von Catania und in Calabrien bei Tarent vor. — Man hat in verschiedenen Höhen diese alten Küstenlinien auf Morea und in grosser Erstreckung an der Nordküste des Schwarzen Meeres aufgefunden; sie zeigen sich, sowohl an der Westküste, als an der Ostküste des Kaspischen Meeres. — Auch an den Küsten südlicher Meere fehlen sie nicht. Auf Gran-Canaria findet man dasselbe Muschelconglomerat, das als Filtrirstein sich noch jetzt an der Küste bildet, auch in einer Seehöhe von 3- bis 400 Fuss (v. Buch). Die arabische Seite des Rothen Meeres und die vorliegenden Inseln zeigen mächtige Ablagerungen von Muscheln, die noch jetzt im Meere leben, hoch über seinem gegenwärtigen Niveau. Auch zwischen Suez und Cosseir liegt 200′ über dem Meer weisser Kalkstein und Sandstein mit vorzüglich erhaltenen Conchilien, und in der Amphila-bay, an der Küste von Abessinien, sind eilf Inseln, ungefähr 30 Fuss über dem Wasserstand, mit Korallen und Echinodermen bedeckt. — Auf Ceylon will man auch einen Rücktritt des Meeres von seinem früheren Ufer bemerkt haben. Coupang auf Timor ist (n. Quoy u. Gajmard) ganz von Korallenbänken umgeben, welche beträchtlich hoch über dem Meeresspiegel liegen; noch auf Höhen von 15- bis 1800 Fuss fand Péron marine Conchilien. — Selbst im Inneren der Continente sind analoge Thatsachen gesammelt worden. An den Ufern des Michigan- und Obersee's und auch der übrigen See'n von Canada sieht man ältere Strandlinien, durch Gerölle und Muscheln bezeichnet, wie sie noch an den jetzigen Seeufern vorkommen, die sich amphitheatralisch über einander bis

zu Höhen von 50′, nach Einigen bis 120′, über den jetzigen Wasserstand erheben; an einzelnen Stellen hat v. Castelnau bis 42 successiv auf einander folgende Strandlinien gezählt. — Die deutlichsten alten Strandlinien aber findet man längs den Küsten von Chile und Peru. Bei Valparaiso verfolgte Darwin einen horizontalen Streifen von Muschelschalen noch jetzt an der Küste lebender Arten mehrere Meilen weit in einer Seehöhe von etwa 150′; dieselben werden in Gruben zum Kalkbrennen ausgebeutet; bei Coquimbo sah Pentland drei alte Küsten, 400 bis 500′ über dem jetzigen Meere, aus Lagern von Meeressand und grossen Austern bestehend, zugleich auch andere Muscheln, die oft noch glänzende Farben besitzen; man hat fast längs der ganzen Küste von Chile diese Strandlinien und Anhäufungen von Muscheln bis in Höhen von 1300′ aufgefunden, um so besser erhalten, je näher sie der heutigen Küste liegen; auf der Insel S. Lorenzo bei Callao hat Darwin dieselbe Erscheinung beobachtet. — Im Patagonenland glaubt Darwin 7 bis 8 stufenweise aufsteigende Strandlinien zu erkennen. Das grosse Flachland von der Magellanstrasse bis zum Rio Colorado, über 200 geogr. Meilen von S nach N und vom Fuss der Anden bis zur Küste über 500 geogr. Meilen sich ausdehnend, ist bedeckt mit Kies (*K*), dessen Gerölle, meist aus Porphyr bestehend, gegen die Küste hin stets kleiner werden, so wie auch die Dicke der Kiesmasse selbst abnimmt; unter den Geröllen liegt weisser Thon (*t*), unter diesem Sandstein (*s*) als Grundmasse; die



Terrassen, deren Breite oft mehrere Meilen beträgt, sind vorn steil abgebrochen wie alte Küsten, der jetzt bestehenden Küste ganz ähnlich, und auf einigen findet man Seemuscheln zerstreut. Die Entstehung dieser Terrassen und die Verbreitung des Kieses über eine so breite Fläche erklärt sich Darwin auf folgende Weise: gesetzt (Fig. 2) das Meer (*m*) habe früher den Fuss der Anden erreicht und in ihren Trümmerhalden eine steile Küste A gebildet, so entstund als Strandbildung eine steiler abfallende Geröllmasse B



und der feinere Schlamm, wahrscheinlich aus der Zerstörung des Feldspaths der Porphyrgerölle hervorgegangen, setzte sich als weisser Thon T weiter auswärts ab; erniedrigte sich dann das Meer bis (*m'*), so entstund durch die Brandung eine neue steile Küste A', der weggerissene Kies bedeckte den Thon, der neu gebildete Schlamm wurde weiter auswärts geführt und derselbe Process wiederholte sich so oft, als nach einer Erniedrigung des Seespiegels eine Periode unveränderter Meereshöhe eintrat, während welcher die Brandung zerstörend auf die Küste einwirken konnte, so wie er auch an der gegenwärtigen Küste sich fortsetzt. — So wie die räthselhaft scheinende Kiesbedeckung eines Flachlandes von der Grösse von Frankreich, so lassen sich, mit einiger Abänderung der Verhältnisse, vielleicht auch mehrere analoge Bildungen auf einen, nach successivem Rückzug des Meeres, stets weiter ihm nachziehenden Strand zurückführen. Die Ebene der Lombardie ist grösstentheils mit Quarzgeschieben bedeckt, die (n. Brocchi) nicht als Stromablagerungen betrachtet werden dürfen. Dieselbe Beschaffenheit zeigt die Ebene der Crau, östlich von den Rhonemündungen: die Geschiebe, meistens Quarz, bilden eine Ablagerung von 45 F. Mächt. und sind in der Tiefe zu einem Conglomerat verbunden. Auch das häufige Vorkommen von Thonlagern, die eine grosse Menge von Uferconchilien einschliessen, unter einer Decke von Sand, Sandstein oder Conglomeraten, das gewöhnliche Verhältniss der conchilienführenden Creta- oder Thonlager der Subapenninischen Hügel und anderer tertiärer Formationen, und die Verbreitung von Sand und Sandstein mit und ohne Meeresüberresten über Hunderte und Tausende von Quadratmeilen möchte in mehreren Fällen diesen Ursprung haben.

Die Bestimmung der älteren Strandlinien ergänzt die Resultate, die aus dem Vorkommen von Sedimenten früherer Meere und See'n gezogen wurden, indem sie ebenfalls eine öfters wiederholte

Veränderung in der Vertheilung von Wasser und Land auf der Erde beweist; sie eröffnet auch die Aussicht, dass einst für verschiedene Erdperioden die alten Grenzen der Meere, so weit wenigstens als sie sich über das jetzige Land erstreckten, in rohen Umrissen sich werden herstellen lassen.

Literatur: v. Buch, *Reise in Norwegen und England*, 1810; Brongniart, *terrains de l'écorce du globe*, 1829; Lyell, *on the rising of land in Sweden Ph. Trans.* 1835; —, *Principles*; —, *Elem. of Geol.*; Keilhau, *die Hebung Skandinaviens im Edinb. n. phil. J.* 1836; Robert, *obs. géol. dans le Nord*, *Bullet. géolog. XIII*; Bravais, *lignes d'ancien niveau de la mer dans le Finmark*, *Compt. rend.* 1842; v. Wrangel, *Reise längs der Nordküste v. Sibirien* 1839; Vetch, *terraces or ancient beaches in the Isle of Jura Geol. Trans. second s. I*; De la Bèche, *geol. manual* 1832; —, *Report on the Geol. of Cornwall etc.*; Risso, *hist. nat. de l'Europe mérid.* 1826; Della Marmora, *sur les Isles Baléares*, *M. de Turin* 1825 *u. Musée d'hist. nat. II*; Boblaye et Virlet, *Journ. de Géol. III*; —, *Bullet. géol. II et suiv.*; —, *Géologie de la Morée*; Pallas, *Reisen*, 1771; Dureau de la Malle, *géogr. phys. de la mer noire*, 1807; Eichwald, *Reise auf dem Kasp. Meer*, 1835; Salt, *second voyage en Abyssinie*; Quoy et Gaimard, *sur l'accroiss. des polypes lithophytes Ann. des sc. nat. VI*, 1826; de Castelnau, *le système silurien de l'Amer. sept. rapp.* d'Elie de Beaumont, *Compt. rend.* 1843; Ulloa, *Nachr. vom südl. und nördl. Amerika*, 1781; Basil Hall, *Reise nach Chili, Peru und Mexiko*, 1824; Gay, *Ann. des sc. nat. XXVIII*; Caldcleugh, *über das Erdbeben von* 1835 *in Chili*, *Phil. Trans.* 1836; Darwin, *research. in geol. and nat. hist.* 1840; Meyen, *Reise um die Erde*, 1835; Poeppig, *Reise in Chili, Peru etc.* 1835.

68. Steinarten älterer Strandbildungen.

Die Charaktere, nach welchen ältere Strandformationen sich erkennen lassen, sind theils organische, theils mineralogische. Agglomerate zerbrochener mariner Muscheln, gemengt mit zerstreuten und gerollten Ueberresten von Landthieren, abwechselnd mit Schlamm-, Sand- und Geröllagern, und als schmale Streifen viele Meilen weit fortsetzend, können nur an Meeresküsten, unter Einfluss des Wellenschlags und der Brandung entstanden sein. Eine Bildung dieser Art ist die schweizerische Muschelmolasse, die sich längs dem Jura als eine Zone von geringer Breite von Genf bis weit nach Schwaben fort erstreckt. Auch Ablagerungen von sandigem Schlamm, mit gut erhaltenen Muschelschalen von Mollusken, deren lebende Stellvertreter nur am Strande vorkommen, wie die Geschlechter Mya, Mytilus, Solen, Venus, Cardium, oder mit zart gebauten Gasteropoden, in denen ferner die familienweise Vertheilung der Arten und die Vereinigung alter Individuen mit ihrer Brut die ruhige Aufeinanderfolge der Generationen beweist, lassen

ihren Ursprung nicht verkennen. Sowohl in den Tertiärbildungen von Frankreich, der Schweiz, von Oestreich und Polen, als in den Formationen des Jurakalks, oder noch älterer Perioden sind aber Muschellager, die diesen Charakter tragen, häufig beobachtet worden. — In einzelnen Fällen haben auch Thiere höherer Ordnungen Spuren, die den Strand bezeichnen, hinterlassen. In der Oberfläche feiner Sandsteinlager findet man Eindrücke von Fusstritten, die nur von Landthieren oder Amphibien herrühren können. Fährten, die man bald Beutelthieren, bald Schildkröten zugeschrieben hat, sind auf Buntem Sandstein bei Hildburghausen und bei Dumfries, andere, in denen man Fusstritte riesenmässiger Vögel zu erkennen glaubt, auf Schichten derselben Formation in Massachusset vorgekommen. — Die Fläche vieler Sandsteinlager zeigt deutlich die Spuren des Wellenschlags auf den alten Strand in einem Relief flach gerundeter, schlängelnder Linien, die in dem aufsitzenden feinen Schlamm den Saum einzelner Wellen bezeichnen, und nicht selten sind auch die feinen Trümmer von Muschelschalen oder die schwärzlichen Theile vermoderten Seetangs nach diesen Linien geordnet. — Wo diese und ähnliche Charaktere fehlen, ergibt sich der Ursprung einer Ablagerung als Strandbildung oft aus der Steinart selbst, wenn diese nur in stark bewegtem Wasser entstanden sein kann, und andere Verhältnisse, wie das Vorkommen mariner organischer Ueberreste, die Annahme einer Strombildung nicht zulassen.

Kalksteine.

Feste Kalksteine, die eine grosse Menge ganzer oder zertrümmerter Muschelschalen einschliessen, heissen Lumachellkalksteine und werden oft als Marmorarten benutzt, wenn die Muscheln durch Farbe oder glänzendes Opalisiren sich auszeichnen. Der Lumachell bildet meist einzelne Lager in Kalkgebirgen, so der mit glänzend bunten Farben schillernde von Bleiberg in Kärnthen, mehrere französische Lumachelle (Côte-d'or; Aube), mehrere in England; eben so gedrängt voll Schalen, aber geringerer Härte oder wenig lebhafter Farbe wegen nicht als Marmor ausgebeutet, sind viele Lager des norddeutschen Muschelkalks, und der alpinischen Kreide. — Eine grössere Mächtigkeit und Verbreitung hat der Rogenstein oder Oolith erhalten; runde Kalksteinkörner von der Grösse des Mohnsamens bis erbsengross, schalig und oft Trümmer

von Muscheln oder Sandkörner einschliessend, auch dicht, enge gedrängt oder mehr zerstreut in einer Grundmasse von dichtem, oft sandigem und unreinem Kalkstein, der häufig auch neben den Körnern Trümmer oder gut erhaltene Muscheln enthält; die Körner in jedem einzelnen Lager von ungefähr gleicher Grösse. Weit fortsetzende, mächtige Lager von Rogenstein, weiss, grau, röthlich, kommen im schweizerischen Jura vor und erheben sich zu den höchsten Rücken; seltener findet man sie in den Alpen (S. Maurice, Stockhornkette); im französischen und englischen Secundärgebirge wird der Oolith nicht selten die vorherrschende Steinart verschiedener Formationen. — Die erste Stelle unter den kalkartigen Strandbildungen nimmt durch Masse und weit verbreitetes Vorkommen der Madreporenkalk oder Korallenkalk ein; durch ein oft späthiges Kalkcement verbundene Trümmer von Korallenstämmen, weiss, gelblich, röthlich, sehr fest und so innig von dem Cement durchdrungen, dass die ursprüngliche organische Structur theilweise oder in grossen Massen ganz verschwindet. Der grösstentheils organische Ursprung dieser Kalkart verlangt aber ihre Zusammenstellung mit anderen analogen Bildungen.

Conglomerate.

Ein grosser Theil der Trümmergesteine, Conglomerate und Sandsteine muss wohl als Strandbildung betrachtet werden; es ist aber, bei dem oft gänzlichen Mangel organischer Ueberreste und anderer leitender Charaktere, nicht immer möglich, die Bildungsweise mit Sicherheit oder auch nur mit Wahrscheinlichkeit nachzuweisen. — Die in Conglomeraten eingeschlossenen, abgerundeten Trümmer sind, bald sehr mannigfaltig, bald gleichartig, z. B. nur Kalkstein-, nur Feuerstein-, nur Granitgerölle; ihre Grösse steigt von der des Sandkorns bis zur Kopfgrösse und darüber, und bleibt in demselben Lager sich ziemlich gleich; das Cement ist gewöhnlich ein Sandstein, der aus den abgeriebenen Theilen der Trümmer besteht, zuweilen auch dichter Kalkstein, Thon, Hornstein. — Zu den mächtigsten Conglomeraten gehört die schweizerische Nagelfluh, aus mannigfaltigen Geröllen bestehend, die durch ein Cement von merglichtem, zuweilen eisenschüssigem Sandstein fest verküttet sind; die Gerölle vorherrschend, bald dunkle Kalksteine und harte Sandsteine, bald bunte Granite und Porphyre; die ganze Bildung ist deutlich, meist dick geschichtet und folgt dem Zuge der Alpen mit oft steiler Schichtenstellung als eine Vorstufe von Gebirgs- und Hügelland. — Eine ähnliche Conglomeratbildung (*shingle*) bildet am Nordrande des Flachlandes von Indien die Vorstufe der Sewalikhügel, hinter welchen das höhere Alpenland gegen den Himalaja aufsteigt. — Eine grosse Entwicklung haben, in einer weit älteren Periode, die Conglomerate des norddeutschen Rothliegenden erreicht: Gerölle von Thonschiefer, Kieselschiefer, Quarz, Porphyr durch ein hoch- bis dunkelrothes Cement von schiefrigem Thon oder thonigem Sand-

stein verküttet, das oft auch für sich untergeordnete Lager und Nester bildet; die Bildung, in gewöhnlich sehr starken Lagern, ist vorzüglich am Harz und in Thüringen verbreitet. — Einer noch älteren Periode gehört das Old red conglomerate von England und Schottland an, fast ausschliesslich Quarzgerölle enthaltend, die durch rothen Thon oder quarzigen Sandstein, der beinahe zum Quarzfels oder auch granitähnlich wird, oder durch ein mit Glimmer übermengtes Cement verküttet sind. — In den Alpen gehören zu den bekannteren und mächtigeren Bildungen dieser Art, das rothe Conglomerat von Glarus: Gerölle von Quarz, Jaspis, Thonschiefer, Porphyr in rothem Thon und Thonschiefer, oder auch in kleinkörniger, granitähnlicher Breccie, oft gemengt mit Talk, in grosser Mächtigkeit in den Gebirgen, die südlich vom Wallenstadtersee liegen; das Conglomerat von Valorsine: Gerölle von Quarz, Gneis, Glimmerschiefer in einem grauen, schwarzen, oder rothen Cement von Glimmerschiefer, oder mit kleinen Glimmerblättchen übermengtem Sandstein, verticale Lager in dem Gebirgsrücken bildend, der von Chamouny nach dem unteren Wallis fortstreicht. — Grosse Aehnlichkeit mit den drei letzten Steinarten hat auch der Verrucano der M. Pisani und des C. Corvo am Golph von Spezia: weisse und farbige Quarztrümmer, an der zweiten Stelle auch Stücke von weissem Marmor, innig verwachsen mit einem kiesligen oder talkartigen Cement, das auch gesondert als Talkschiefer auftritt.

Sandsteine.

Alle Conglomerate sind enge verbunden mit Sandsteinen; beide Gesteine wechseln lagerweise ab, oder greifen häufiger noch nesterweise in einander; auch in Formationen, die vorherrschend aus feinkörnigem Sandstein bestehen, wird das Korn in vereinzelten Stellen grobkörnig, der Stein nimmt Gerölle auf und geht in Conglomerat über, während umgekehrt in Conglomeraten öfters das Sandsteincement sich in besonderen Lagen ausscheidet. — Die Körnchen der meisten Sandsteine bestehen aus Quarz und seinen Abänderungen, das Cement ist feinsandiger Thon, Kalk oder Mergel, theils vorherrschend und alle Körnchen umwickelnd, theils so zurückstehend, dass dieselben an einander schliessen und der Stein in Quarzfels übergeht, oder die Körnchen ohne Verbindung lose Sandmassen bilden. — Unter den sehr zahlreichen und mannigfaltigen Sandsteinen sind hervorzuheben: Mergelsandstein, Quarzkörner mit vorherrschendem Mergelcement, das auch zu thonigem Kalkstein werden kann, hell- bis dunkelgrau, graulich gelb, blau, grün, zerreiblich bis fest und hart, dick geschichtet bis schiefrig, nicht selten mit Glimmer, der vorzüglich die Schieferablosungen bedeckt. Zu dieser Classe von Sandsteinen gehört die Molasse, die an der West- und Nordseite der Alpen, in engster Verbindung mit Nagelfluh eine breite Zone von Hügelland bildet; der Flyschsandstein, meist von grosser Festigkeit, in sandige dichte Kalksteine

und Kieselkalksteine übergehend; abwechselnd mit Flyschschiefer und mit diesem mächtige Gebirgszüge in den Alpen bildend; der Macigno oder die Pietra serena von Toscana, von dem Flyschsandstein nicht verschieden, im Apennin und seinen Vorstufen mächtig entwickelt. — Thonsandstein: fein bis grobkörnig, mit thonigem Cement, hell- bis dunkelgrau oder braun, oft Glimmer führend, in dicken Schichten bis schiefrig. Dahin gehört die Hauptmasse des Kohlensandsteins, der Begleiter der reichsten Steinkohlenbildungen in England, Belgien, Schlesien; besonders aber die Grauwacke und der Grauwackeschiefer, die in Verbindung mit Thonschiefer den grössten Theil des rheinischen und norddeutschen Uebergangsgebirges bilden. — Quarzsandstein; ohne sichtbares Cement verbundene Quarzkörner, weiss, grau, gelb oder röthlich, loser Quarzsand bis in dichten Quarzfels übergehend. Mehrere Abänderungen tertiärer Sandsteine, z. B. des Sandsteins von Fontainebleau, tragen diesen Charakter; noch allgemeiner zeigt er sich am Quadersandstein der sächsischen Schweiz und eines Theiles von Böhmen; in den Alpen bedecken mächtige Massen von Quarzsandstein mehrere Rücken der nördlichsten Kalkkette (Hohgant, Salève); in den älteren Formationen des Keupers, des Bunten Sandsteins, und im englisch-schottischen Old red sandstone treten kieslige Sandsteine nicht selten sehr mächtig auf. — Rother Sandstein, mit eisenschüssigem Thon- oder Kieselcement, das bald sehr vorwaltet, bald zurücksteht, dick geschichtet bis schiefrig. Für mehrere der mächtigsten und ausgedehntesten Sandsteinformationen ist die rothe Farbe charakteristisch und weicht nur als Ausnahme grünen oder grauen Farben; so im Bunten Sandstein, der in ganz Mitteleuropa von grösster Bedeutung ist; im Sandstein des Rothliegenden, und im Old red sandstone. — Glauconie: feinkörniger Sandstein, oder sandiger Kalkstein, weiss, grau, gelb, durch viele Körnchen von dunkelgrünem Eisensilicat grün punktirt, bei feinerem Korn und dichterem Gefüge gleichförmig hellgrün dunkelgrün bis schwarz, durch Verwitterung an der Aussenfläche braunroth, zerreiblich bis sehr fest und zähe. Als wesentliches Glied tritt die Steinart im älteren Tertiärgebirge und in der Kreidebildung auf; dunkle und zähe Glauconie, zum Theil oolithisch, heisst auch Chamosit und bildet untergeordnete Nester in den Kalkalpen. — Arkose, klein- bis grobkörniges Gemenge von Quarz- und Feldspathkörnern; zufällig gemengt mit Glimmer und Thon, bald der Quarz, bald der Feldspath vorherrschend, dieser krystallinisch oder zersetzt; die Steinart meist sehr fest und bei grobem Korn granitähnlich. In beträchtlicher Ausdehnung erscheint die Arkose in den Umgebungen von Lyon; bei Waldshut, am Südrande des Schwarzwalds, wird eine feinkörnige Arkose zu Mühlsteinen gebrochen; in den Alpen kommen Lager einer leicht mit Gneis zu verwechselnden glimmerreichen Arkose an der oberen Grenze des Gneisgebirges vor.

Literatur. Ueber Fährten im Sandstein: Duncan, *on footmarks in Dumfries, Edinb. Trans.* 1828; Buckland, *Geologie*, übersetzt von *Agassiz*, 1838; Sickler, *über die Fährten von Hildburghausen*, 1834; Voigt, *über die Hessberger Thierfährten, Leonh. und Br.* 1836; Kessler, *die Plastik der Urwelt bei Hildburghausen*, 1836; Hitchcock, *Fussspuren von Vögeln, Sillim. Amer. Journ.* 1836; Cotta, Laspe, Plieninger u. a., *über Fussspuren, in Leonh. und Bronn*, 1839. — Ueber kalkartige Strandbildung: Freiesleben, *Kupferschiefergebirge*, 1807, *I*; Merian, *Beitr. zur Geognosie*, 1821; Conybeare and Phillips, *Geology of England*, 1822; J. Phillips, *Geology of Yorkshire*, 1835; Gressly, *le Jura soleurois, Schweiz. Denkschr.* 1838; Thirria, *statist. de la H. Saonne*, 1833. — Ueber Conglomerate: Studer, *Monographie der Molasse*, 1825; Govan, *nat. hist. of the Himal. Mount. Edinb. Journ.* 1825; Heim, *Beschreib. des Thüringerwalds*, 1796; Freiesleben, s. o.; Hoffmann, *NW Deutschland*, 1830; Macculloch, *Western Islands*, 1822; Boué, *essai sur l'Ecosse*, 1820; Murchison, *the Silurian system*, 1836; Studer, *über einige Theile der nördl. Alpenkette, Leonh. Zeitschr.* 1827; de Saussure, *voyages*; Studer, *Westl. Alpen*, 1834; Targioni, *viaggi in Toscana*, 1768; Savi, *terreni antichi Toscani, Giorn. dei Letter, LXIII.* — Ueber Sandsteine: die angef. Werke von Freiesleben, Merian, Conybeare, Phillips, Macculloch, Boué, Murchison, Studer, ferner; Beudant, *voyage en Hongrie*, 1822; Keferstein, *Teutschland*; —, *die Naturgeschichte des Erdkörpers*, 1834; v. Dechen, v. Oeynhausen, v. Laroche, *geognostische Umrisse*, 1825; E. de Beaumont, *le système des Vosges, A. des mines*, 1827; v. Alberti, *Monogr. des Bunten Sandsteins etc.* 1834; v. Oeynhausen, *Beschr. von Oberschlesien*, 1822; Pusch, *Beschreibung von Polen*, 1833; Dumont, *const. géol. de la prov. de Liège*, 1832; Nöggerath, *Rheinl. Westph*; Stifft, *Beschr. von Nassau*, 1831; Al. Brongniart, *Environs de Paris*, 1822; —, *de l'Arkose, Ann. des sc. nat.* 1826; —, Art. *Macigno* im *Dict. des sc. nat.*

---

69. Dünenbildung.

An flachen Küsten setzt der Seewind die Strandbildung tiefer landeinwärts in den Dünen fort. Der trockene lose Sand, Flugsand, grösstentheils aus sehr kleinen, eckigten Quarzkörnern bestehend, denen nicht selten Körner von Titaneisen, sehr kleine Glimmertheilchen und andere Mineralien beigemengt sind, wird in geringer Höhe über dem Boden fortgetragen, bis ein Hinderniss, oder das Fallen des Windes ihn wieder zur Ruhe bringt; die unbewegliche Unterlage, oder eingedrungene Feuchtigkeit können dem hiedurch entstandenen Sandwalle, oder der Düne, hinreichende Festigkeit geben, um neuem Winde Widerstand zu leisten, der anrückende Sand steigt an der dem Meer zugekehrten Seite aufwärts, fällt an der inneren Böschung, wo er vor dem Winde geschützt ist, nieder, und der Wall gewinnt auf diese Weise an Höhe und Breite.

Die Dünen folgen, in grösserem oder geringerem Abstand vom Ufer, der Küstenlinie als lange Hügelzüge, die nur durch die Flussmündungen oder Veränderungen in der Beschaffenheit der Küste unterbrochen werden, oft aber Hunderte von Meilen weit fortsetzen. Ihre Höhe beträgt 20 bis 30 Fuss, steigt auch bis 60 und in selteneren Fällen auf mehrere hundert Fuss. Die dem herrschenden Wind zugekehrte Böschung ist flach geneigt, von 5^0 bis 10^0, die innere dagegen fällt beinahe constant mit 30^0 dem Horizont zu (Forchhammer); beide Abhänge sind uneben und enthalten Furchen und Graben, die von heftigeren Windstössen, oder von abfliessendem Regenwasser herrühren, und der Kamm besteht aus einem Wechsel höherer Gipfel und tief eingeschnittener Joche. Meistens erheben sich mehrere Dünenzüge hintereinander, bald sich zu einer breiteren Masse vereinigend, bald durch Thäler geschieden, und das Dünensystem hat daher oft eine Breite von einer halben bis über eine Meile. In Durchschnitten zeigen die Dünenhügel deutliche Schichtung, parallel den beiden Abhängen und zum Theil flach wellenförmig; das entgegengesetzte Fallen der Straten ist daher in diesem Falle nicht Folge ungleichzeitiger und verschiedenartiger Entstehung, wohl aber besteht Formationsverschiedenheit zwischen den bis 30^0 geneigten Straten der Düne und den meist horizontalen Lagern der Strandbildung, denen die Düne aufgesetzt ist. Die Schichtung der Düne entsteht durch die Ungleichheit in

der Stärke des Windes, der bald nur den feinsten Sandstaub, bald auch gröbere Körner in Bewegung setzt und durch diese Ausscheidung des gröberen und feineren Sandes dieselbe Wirkung hervorbringt, wie die verschiedene Kraft des Wellenschlags am Strande.

Grössere Dünenreihen bestehen unverändert fort, oder sie erleiden nur einen Wechsel des Stoffes, indem Wind oder Regenwasser den Sand theilweise wegführen, während der Seewind neuen Sand zuträgt. Nicht selten wird, wenigstens an einzelnen Stellen, der Sand durch Vegetation festgehalten, indem theils Grasarten, theils niedriges Gesträuche, oder auch Wald sich festsetzen. An der Süd-, SW- und Westküste von Neu-Holland wird der Dünen-

sand, auf gleiche Art wie anderwärts der Strandsand, wahrscheinlich durch den Kalkleim zerstörter Muschelschalen, zu festem Sandstein verküttet, und Incrustationen von Sandstein bedecken auch die Gesträuche und Bäume der Umgebung (Péron). Auf diese Weise können breite und viele hundert Meilen weit fortstreichende Hügelsysteme von Sandstein entstehen.

An mehreren Küsten, deren Dünensand nicht befestigt wird, oder an welche die Brandung und der Wind grössere Massen von Sand werfen, wird das Vorschreiten der Dünen gegen das Innere des Landes sehr verderblich: Moos, fruchtbares Land, Wälder und Dörfer werden unter dem Flugsand begraben und Flussbetten für die Schifffahrt untauglich gemacht. An der SWküste von Frankreich wird das jährliche Vorschreiten der Dünen auf 20 Meter berechnet, Dörfer und Wälder sind vom Sande bedeckt, der Adour ist um mehr als 1000 Toisen von seinem früheren Lauf abgelenkt worden (Bremontier). Aehnliche Verheerungen haben die Westküsten von Schleswig und Jütland erlitten. Von der vormals Schwedisch-Pommer'schen Grenze bis zur Kurländischen rechnet man den jährlichen Verlust nutzbaren Bodens durch den Flugsand auf 1400 Morgen Landes (v. Hoff).

Die Westküste der Sahara ist von Mogadore bis Cap Blanco, in einer Ausdehnung von wenigstens 150 geogr. Meilen, mit ausserordentlich hohen Dünen, ganz aus losem Flugsand (*Sahel*) bestehend, bedeckt, und vom trockenen Strande geht der Araber halbe Stunden weit in das Meer hinein nach gestrandeten Schiffsgütern, ohne dass ihm das Meer bis über die Knie reicht (Ritter). Noch bei Cap Verde steigen zwei hohe Dünen (*les mammelles*) bis zur Höhe von 600 Fuss an. Der Sand scheint an dieser unwirthlichen Küste durch Ostwinde eher dem Meere zu als gegen das Innere des Landes vorzurücken, daher die Küste sich nach und nach weiter westwärts ausdehnt, die Mündungen mehrerer Flüsse verstopft, die Stromläufe anderer abgelenkt worden sind; daher auch der westliche Theil der Sahara ein tiefes Sandmeer, ohne Oasen, der östliche mehr grobes Geröll oder nackte Felsflächen darbietet. Am Ostrande jedoch gewinnt die Lybische Wüste ebenfalls an Ausdehnung, in Folge der herrschenden West- und NW-Winde, die vielleicht von der Nordküste her den Dünensand dem inneren Lande

zuführen; alte Tempel, Gräber und colossale Statuen liegen im Sande begraben, und dieser ist an einzelnen Stellen bis in die Nähe des Nils vorgerückt.

In anderen Gegenden, die an Wüsten grenzen, wird die Ausbreitung des Sandes durch die Winde nicht weniger verderblich. Auf der Nordseite der Landenge von Suez rücken Sandwälle von 40 bis 50 Fuss Höhe von Süd gegen Nord vor; so auch der Wüstensand nördlich von Palmyra. In Arabien sind Bäche und fruchtbare Landstrecken von Sand bedeckt worden. In Sejestan rückt die Sandwüste von beiden Seiten gegen den Hirmend vor und dieser Strom wird fortwährend seichter; so auch am Furrahrud, der nach einem Lauf von 40 geogr. Meilen, und am Lora, S von Kandahar, der nach gleich langem Lauf sich im Sande verliert. Ruinen mitten zwischen Sandhügeln, Abnahme der Culturfelder, vertrocknete Flussbetten beweisen die fortschreitende Ausdehnung der Wüste, deren aufwirbelnde Sandwolken oft weit über ihre Grenzen hinaus fortgetragen werden. In Belludjestan stiess Pottinger auf ein 1500 Fuss breites vertrocknetes Flussbett, den Budur, durch das früher die Lora oder der Hirmend selbst geflossen sein mögen. Der äusserst feine Flugsand hat hier streckenweise eine rothe Farbe, so dass die vom Wind abgekehrten steilen Böschungen der Sandhügel wie Backsteinwände aussehen. Die grosse Stadt Gumbuz ist durch Sand zu Grund gegangen (Ritter und v. Hoff).

Literatur: Brémontier, *Soc. d'agric. du départ. de la Seine;* Desmarest, *Encycl. meth. géogr. phys.* art. *Dunes;* v. Hoff, *Veränderungen der Erdoberfl. T. III;* Forchhammer, *Studien am Meeresufer, in Leonhard und Bronn*, 1841; Ritter, *Erdkunde I.*

70. Aeltere Dünenbildung.

Die Entstehung der meisten Dünen ist weit älter als unsere Geschichte, und von mehreren Hügelzügen, die von Dammerde bedeckt und bewachsen sind, oder deren Fortbildung, veränderter Verhältnisse wegen, abgeschlossen ist, lässt sich diese Entstehung aus Flugsand nur vermuthen, aber nicht mit Sicherheit beweisen.

Als alte Dünen lassen sich die schmalen Landzungen oder Nerungen erkennen, die sich an der Südküste des Baltischen Meeres, vor den Mündungen der Düna, des Niemen,

der Pragel und Nogat, der Weichsel und Oder, viermal wiederholen und lange, der Küste parallele Busen von süssem oder brackischem Wasser, die Haff, vom Meer absondern (v. Hoff). — Auch die vom Texel bis zur Wesermündung sich erstreckenden Dünen haben vielleicht früher diese Gestalt gehabt, bis das stärkere Andrängen der Nordsee sie zerriss und das Meer sich hinter ihnen erweiterte. — In den Steppen des südlichen Russlands und in der Sandwüste Naryn, zwischen der Wolga und dem Ural, kommen, theils bewachsene, theils aus Flugsand bestehende Hügelzüge vor, die von mehreren Beobachtern als die alten Dünen des Schwarzen und Kaspischen Meeres betrachtet worden sind. — So wie von diesen das Meer sich zurückgezogen hat, so ist vielleicht das Sandsteinriff, das mehr als 200 geogr. Meilen weit den am stärksten gegen O vorspringenden Theil von Brasilien umzieht, als eine vom Meer überfluthete Düne zu erklären. Der Sandstein, blass röthlich und gelblich, Quarzkörner und Glimmer durch Kalk verküttet, enthält Quarzgeschiebe und Muscheltrümmer noch jetzt lebender Arten (v. Olfers); von Schichtung zeigen sich nur undeutliche Spuren, die ein Abfallen der Straten von der Höhe der Barre nach beiden Seiten hin andeuten, die äussere Seite ist mit einer wenige Zoll dicken Lage von Kalk überzogen, die beinahe ganz aus kleinen, an der Oberfläche noch lebenden Serpulen besteht (Darwin).

So wie in jetziger Zeit die Verbreitung des Flugsandes durch den Wind ausgedehnte Landstriche mit Sand bedeckt, so sind in früheren Perioden vielleicht mehrere Formationen von Sandstein entstanden, oder doch über ihre ursprünglichen Grenzen erweitert worden, die, zum Theil von jüngeren Formationen überlagert, sich über Hunderte von Quadratmeilen erstrecken, und durch die Seltenheit oder den gänzlichen Mangel an organischen Ueberresten sich von Ablagerungen ruhender Wasser und Strandbildungen unterscheiden. Diese Charaktere finden sich in einem grossen Theile des Bunten Sandsteins von Deutschland und Frankreich, des Old red sandstone von England und Schottland, der Grauwacke der Rheinländer.

Literatur: v. Hoff, *Veränderungen der Erdoberfläche, T. I;* Pallas, *Reisen III, l. 2;* —, *Bemerk. über die südl. Statthalt. des Russischen Reichs I;*

v. Olfers, *über das niedrige Felsenriff der Küste von Brasilien*, in *Karst. Arch. IV*, 1832; Darwin, *die Sandsteinbarre von Pernambuco*, *phil. Mag.* 1841 < *v. Leonh. und Bronn*, 1842.

---

71. Bildungen durch Anschwemmung.

An mehreren Küsten entstehen Sedimente durch Ablagerung von Stoffen, die durch Strömungen hergeführt werden. Bimssteinlapilli, die in's Meer niederfallen, stranden oft mehrere hundert Meilen weit von dem Vulcane, der sie auswarf (an der Südküste von Elba, von Lipari her; an der Küste von Norwegen von Island her; häufig an Küsten der Südsee). Samen, Früchte, Blätter und Bäume, die von den Antillen herstammen, werden durch Strömungen an die Küsten der Canarischen Inseln und Azoren, und nordwärts an die Hebriden, die Schottländischen Küsten und bis nach Norwegen und Spitzbergen fortgetragen. Zwei Leichname von unbekannter Menschenrace, die gegen das Ende des 15ten Jahrhunderts an der Küste der Azoren ausgeworfen wurden, liessen zuerst Columbus auf das Dasein einer westlichen Ländermasse schliessen. Die Trümmer eines bei der Insel Trinidad verunglückten englischen Schiffes wurden an der Küste von Schottland wieder gefunden. Auf den Radack-Inseln in der Südsee sind die Bewohner grösstentheils auf das Holz nordischer Fichten angewiesen, das ihnen die Strömungen zuführen. Ungeheure Massen von Treibholz sind am Strand des amerikanischen und sibirischen Eismeeres angehäuft (Franklin, Wrangel); meistens Fichtenstämme, die durch die Flüsse des Festlandes den arktischen Meeren zugeführt und durch die Strömungen weithin verschleppt werden. Auf Island, Grönland und Labrador ist Treibholz das einzige Brenn- und Zimmerholz.— In dem Wurzelgeflecht der Bäume werden auch zum Theil kopfgrosse Steine an ferne Ufer getragen; als die einzigen harten, zum Schleifen tauglichen Steinarten, stehen diese Fündlinge auf der Radackgruppe in hohem Werthe (Chamisso).

Schwere Massen, Steinschutt und Blöcke von beträchtlicher Grösse werden durch schwimmende Eisberge und Eisfelder in grosse Entfernungen fortgetragen. Eismassen mit Blöcken der

Finnländischen Küste stranden an der Küste von Esthland. An den Ufern des unteren S. Lorenzflusses in Canada werden durch schwimmende Eisfelder Blöcke abgelagert, die von den Ufern des Oberlaufs herstammen. Lucas Fox, auf seiner Reise nach der Hudsonsbay 1631, sah auf einem Eisberge einen Felsblock liegen, den er auf 120 Centner schätzte. Auf einer Eisinsel, die dem Cap. Ross weit südlich von der Baffinsbay entgegentrieb, fand er Bruchstücke von Granit, Gneis und Basalt; auch im südlichen Polarmeere sah d'Urville einen grossen Felsblock in einer schwimmenden Eismasse eingeschlossen; und Weddell traf in 68° südlicher Breite im Jahr 1822 auf eine Eismasse, welche zum Theil mit schwarzer Erde bedeckt war, so dass man einen Fels zu sehen glaubte.

Literatur: Lyell, *principles*; die Reisen nach den Polargegenden von Mackenzie, Scoresby, Franklin, Wrangel etc.; v. Chamisso, in der *Reise von Kotzebue*, 1821; Horner, im *neuen Gehler*, Art. *Eis*; Bayfield, *Lond. ph. mag.* 1836; v. Baer, in *Leonh. und Bronn Jahrb.* 1841.

72. Erratische Blöcke.

Nach einer Ansicht, die viele Anhänger zählt, sind die Ablagerungen erratischer Blöcke oder Fündlinge (*trovanti*) als ältere Strandbildungen zu betrachten.

Erratische Blöcke heissen grössere Felstrümmer, die in so beträchtlicher Entfernung von ihrem Stammfels gefunden werden, dass sie nicht unmittelbar durch den Fall auf ihre gegenwärtige Lagerstätte gelangt sein können. — In den meisten Thälern, die von den Hochalpen gegen das Hügelland und die Ebene auslaufen, sieht man, bald im Thalgrund, bald auf den Stufen der Abhänge Blöcke, die ihrer Felsart nach von dem meilenweit entfernten Thalhintergrund herstammen müssen, einige hausgross und bis über 100,000 Cubicfuss haltend, mit beinahe frischen Kanten und Ecken, kleinere Blöcke auch gerundet, frei liegend, oder, besonders die gerundeten, von kleinerem Schutt umhüllt; an einzelnen Stellen in solcher Menge, dass die Felsmassen dicht gedrängt und über einander aufgehäuft sind; und zwar auch da, wo aller kleinere Schutt fehlt, oft aber mit diesem ein mächtiges Stratum oder Hügelzüge bildend. Die Verbreitung dieser Blöcke beschränkt sich nicht auf die Thäler, man findet sie, ohne dass ihre Grösse

oder stellenweise Anhäufung sich verminderte, im vorliegenden Hügel- und Flachland, und den Alpen gegenüber sind sie in grosser Zahl auf dem ihnen zugekehrten Abhang des Jura, in den südwärts sich öffnenden Juratháler und sogar bis auf die oberen Rücken der Ketten zerstreut. In diesen Anhäufungen ist oft eine lineare, horizontale Vertheilung der Blöcke unverkennbar; sie liegen stundenweit am Abhange dicht vereinigt in gleicher Höhe über dem Thalboden, während in geringerer oder grösserer Höhe sich keine finden. Aehnliche Verhältnisse zeigen die Blöcke südlich von den Alpen, auf dem subalpinischen Hügelland, das sich in die weite Fläche des Piemont und der Lombardie verläuft; sie verbreiten sich auch bis in die lombardische Ebene selbst, scheinen jedoch den gegenüber liegenden Apennin nicht erreicht zu haben. — In etwas beschränkterem Maassstabe zeigt sich dieselbe Erscheinung auf beiden Seiten des Gebirgszugs der Pyrenäen, so wie am Fuss der Vogesen; man hat sie am Cap der guten Hoffnung, im Hügelland, das den Himalaya begleitet, und in den Umgebungen von Canton in China nachgewiesen, und darf an ihrer allgemeinen Verbreitung über einen grossen Theil der Erdfläche nicht zweifeln. — Die grossartigsten Verhältnisse dieses auffallenden Vorkommens finden sich im nördlichen Europa. Ueber einen grossen Theil von Finnland, Schweden und Dänemark, über das nördliche Russland, Polen, die ganze norddeutsche Ebene, die Niederlande und bis in den östlichen Theil von England sind Blöcke zerstreut, die aus den Gebirgen von Finnland und der Scandinavischen Halbinsel herstammen; die südliche Grenze ihres Vorkommens berührt Kostroma an der Wolga, die Gegend zwischen Twer und Moscau, Witepsk, Breslau, Leipzig, Braunschweig, Arnheim; die grössten Blöcke, von denen einzelne ein Volumen von 50,000 Cubicfuss erreichen, haben meist noch scharfe Kanten, kleinere sind gerundet. In Schweden bilden die Blöcke und der sie begleitende kleinere Kies niedere Hügelzüge (Oesar's), die von NNO nach SSW streichen; in Finnland erscheint die erratische Bildung gewöhnlich als eine allgemeine verbreitete Decke, zuweilen von 50 Fuss Mächtigkeit; in Polen und Norddeutschland liegen die Blöcke meist gruppenweise vereinigt, häufiger auf Anhöhen, als in Nie-

derungen, und am Abhang der Gebirge, die ihre südliche Verbreitung begrenzen (Sudeten, Erzgebirge, Harz, Teutoburgerwald), steigen sie noch bis zu 800 Fuss Meereshöhe auf. Eine vielleicht noch bedeutendere Verbreitung haben diese Blöcke in Nordamerika erreicht, und auch hier scheinen sie von nördlicheren Gebirgen abzustammen; man findet sie, zuweilen bis 15 Fuss in jeder Dimension messend und mit scharfen Kanten, in Nieder-Canada und in der Umgebung der See'n; auch in Connecticut, New-Jersey und in anderen Staaten sind, theils einzelne Massen, theils mächtige Anhäufungen beobachtet worden; sie kommen noch, obgleich weit kleiner, in Georgien und Alabama vor, aber nicht mehr in Florida.

Es ist nicht anzunehmen, dass alle erratischen Blöcke auf gleiche Weise an ihre jetzige Lagerstätte gelangt seien. In der Schweiz lassen sich wenigstens drei Classen derselben unterscheiden: 1) Blöcke mit scharfen Kanten, frei liegend, oder in ungeschichtetem Lehm oder Kies; 2) Blöcke mit abgerundeten Kanten, in stratificirtem Kies; 3) Blöcke, theils eckig, theils gerundet, die in ältere Formationen eingewickelt, und, wenn sie frei liegen, aus diesen herausgefallen, oder durch Gewässer entblösst worden sind. Im nördlichen Europa, in Nordamerika, und wahrscheinlich überall, wo die Erscheinung sich zeigt, ist diese Unterscheidung ebenfalls festzuhalten. Die Blöcke der ersten Classe haben den Weg von ihrem Stammort bis zu ihrer Ablagerung zurückgelegt, ohne Reibung zu erleiden, ihre Ablagerung geschah als ein einzelner, momentaner Act; diejenigen der zweiten Classe sind abgerieben und zum Theil gerollt worden, und, wenn der Kies, der sie einschliesst, mit ihnen gleichzeitig abgesetzt wurde, was wohl meistens der Fall war, so muss die Ablagerung wiederholte Unterbrechungen erlitten haben; die Blöcke der dritten Art unterscheiden sich schon darin von den vorigen, dass ihre Felsart gewöhnlich nicht auf ein bekanntes Stammgebirge zurückgeführt werden kann, und die übrigen Verhältnisse ihres Vorkommens gestatten ebenfalls nicht, sie mit ihnen zusammenzustellen.

Die Ansicht, welche die erratischen Blöcke als eine Strandbildung zu erklären sucht, lässt den Raum zwischen ihrem Stammort und der jetzigen Lagerstätte von Wasser bedeckt sein,

und die Blöcke auf einer Unterlage von Treibeis über die Wasserfläche tragen. Sie ist vorzugsweise auf die Blöcke der ersten Classe anwendbar, schliesst jedoch auch diejenigen der zweiten nicht aus, wenn man annimmt, dass die Blöcke bereits gerundet von einer secundären Lagerstätte auf das Eis gefallen seien, und dass das Stranden von Treibeis an demselben Küstenpunkte sich wiederholt habe. — Auf die Blöcke der Alpen kann diese Erklärung aber nur eine sehr beschränkte, wenn je eine Anwendung finden. — Die linearen Anhäufungen der Blöcke kommen auf sehr ungleichen Höhen vor, und jede müsste einen besonderen Strand, d. h. ein verschiedenes Niveau der Wassermasse bezeichnen, die Wasserbedeckung daher eine sehr lange Zeit gedauert haben; derselbe Schluss ergibt sich aus der Seltenheit des Vorkommens und Strandens von Treibeis, das grössere Blöcke trägt, auf dem jetzigen Meere, verglichen mit der grossen Zahl erratischer Blöcke in der Schweiz. Dass aber eine so lange anhaltende Wasserbedeckung keine Spur anderer Strandbildungen und organischer Ueberreste hinterlassen habe, ist gegen Alles, was die Beobachtung des neueren Strandes uns lehrt, und doch lässt sich im ganzen Bereich der alpinischen Blöcke, sie selbst ausgenommen, nichts auffinden, das auf einen älteren Strand, der mit ihnen in Verbindung gestanden hätte, hinwiese. — Es ist ferner kaum anzunehmen, dass Massen von Treibeis, ohne zu zerschellen, ihren Weg durch die vielfach gewundenen Alpenthäler bis in die offene Schweiz gefunden hätten, z. B. aus dem Hintergrund des Saasserthales bis an den Jura, wo jetzt Blöcke aus dieser Gegend in Menge liegen, während gegenüber der Oeffnung des Saasserthales in das Hauptthal keine gefunden werden. — Je nach dem Wind und der veränderlichen Strömung müsste ferner im offenen Meere das Eis, bald mehr nach Osten, bald nach Westen getrieben worden sein, es würden sich Blöcke des Aarthales, des Reussthales und selbst aus Graubündten im Waadtland, Blöcke des Rhonethales in der östlichen Schweiz und bis tief nach Baiern hinein abgelagert haben; ja es ist nicht abzusehen, warum zur Zeit, als Blöcke am Chasseron und Chaumont in einer absoluten Höhe von 3300 Fuss niederfielen, nicht eine grosse Menge derselben über den Solothurner und Aargauer Jura bis tief nach Deutschland hinein wären

verschlagen worden, indem der grösste Theil des mittleren und nördlichen Europa unter Wasser hätte stehen müssen. Weit entfernt von dieser ordnungslosen Ablagerung, sind aber die Blöcke je nach ihrer Abstammung auf besondere Bezirke beschränkt, ohne sich mit einander zu mengen; die westliche Schweiz enthält nur Blöcke aus den Arve-, Rhone- und Aarthälern; im Aargau liegen nur Gotthardtblöcke, in den Umgebungen von Zürich und Baden Blöcke der Glarnergebirge, und dass Alpenblöcke in so grosse Entfernungen getragen worden seien, wie die nordischen Blöcke, wird durch keine einzige Thatsache unterstützt. — Mit ähnlichen Schwierigkeiten hat die Anwendung dieses Princips auf die Verbreitung der scandinavischen Blöcke zu kämpfen. Auch hier scheint meist jede Anzeige einer wirklichen Strandbildung zu fehlen; die vorausgesetzte Küste wird weder durch Schlamm- und Sandbänke, noch durch Muschelanhäufungen, noch durch andere Spuren, die in Norwegen, England, Italien, den Strand älterer Meere bezeichnen, kennbar gemacht; in Schottland nur glaubte Murchison die Blöcke mit den durch Terrassen und marine Muscheln ausgezeichneten alten Strandlinien in Verbindung setzen zu können; es sind ferner die Blöcke je nach ihrer Abstammung ungleich vertheilt, so dass die östlicheren aus Finnland, die über Deutschland und die Niederlande zerstreuten aus Schweden, die in England vorkommenden aus Norwegen herstammen; es scheint endlich die flächenweise Verbreitung der Blöcke über jenen ganzen Erdtheil und ihre Einhüllung in eine dicke straficirte Kiesmasse ebenfalls eine andere Erklärung zu verlangen, so schwer es auch sein dürfte, eine gegen alle Einwürfe gesicherte aufzustellen.

Literatur. Die Erklärung des Phänomens der erratischen Blöcke vermittelst Inseln von Treibeis scheint zuerst durch Wrede (*Geolog. Res. aus Beob. über einen Theil der südbaltischen Länder*, 1794) versucht worden zu sein; sie wurde gebilligt von J. Hall (*on the revol. of the earth's surface Trans. of Edinb.* 1813 < *Bibl. brit. LV*), und auf die alpinischen Blöcke übergetragen von Venturi (*fenomeni geologici*, 1817); in neuerer Zeit wird sie angenommen von Lyell (*Princ. of Geol.* und *Elem. of Geol.*), De la Bêche (*Geolog. manual*), Darwin (*research. in geol. and nat. hist.*), Murchison (*Silurian syst.* und *address for* 1842 *and* 1843), Bronn (*Jhb. f. Miner.* 1842), und vielen anderen Geologen. Einwürfe dagegen erhoben, früher schon de Luc d. ä., in neuerer Zeit v. Charpentier (s. das unten angef. Werk).— Die Verbreitung der Blöcke in der Schweiz beschreiben de Saussure, *Voyages*; Ebel, *Bau der Erde, und Anleitung etc.*; v. Buch, *über die Verbr. grosser Alpengeschiebe*, *Berl. Akad.* 1815 und *Ann. de Ch. VII u. X*; Escher, *N. Alpina I*, 1821; de Luc, *mém. de Genève III et V*; und *Bull. de la Soc.*

géol. X; Studer, *Monogr. der Molasse*; E. de Beaumont, *révol. de la surface du globe, Ann. des sc. nat.* 1829; Agassiz, *études sur les glaciers*, 1840; Godeffroy, *les glac. les moraines et les blocs errat.* 1840; de Charpentier, *sur les glaciers et le terrain erratique*, 1841; Necker, *études dans les alpes*; Fournet, *sur le diluvium de la France, Rev. du Lyonais*, 1843. — Ueber die Nordischen Blöcke s. Meierotto, *Gedanken über die Entstehung der Baltischen Länder*, 1790; Wrede, *das angef. Werk* und *Geogn. Unts. über die südbalt. Länder*, 1804; Hausmann, *de origine saxorum etc.* in den *Comm. Soc. Gott.* 1827; Al. Brongniart, *Ann. des sc. nat.* 1828; Klöden, *über die Geschiebe in der Mark Brandenb. Leonh. Jahrb.* 1832; —, *Versteinerungen der Mark Brandenb.* 1834; de Bonstetten, *la Scandinavie et les Alpes*, 1826; Engelspach-Larivière, *cons. sur les blocs*, 1829; Pusch, *Beschr. von Polen*, 1836; Razoumovski, *coup-d'œil sur le Nord de l'Europe*; Strangways, *on the Geology of Russia, Geol. Trans.* 2d *ser. I*; Dubois, *über Lithauen*, in *Karst. Arch. II*, 1830; Erman, *Archiv für wissensch. Kunde, Russl.* 1841; Durocher, *le phénomene diluv. d. l. Nord de l'Europe, Compt. rend.* 1842. — Ueber die Blöcke in anderen Gegenden: am Cap der guten Hoffnung, *Phil. Trans.* 1778; in Nordamerika, mehrere Abh. von Hitchkock, Mather, Thompson, Jackson u. a., in *Silliman, Americ. Journ. of Science*, 1831 u. f.; de Castelnau, *le système silurien de l'Amer. sept.* rapp. de Elie de Beaumont, in den *Compt. rend.* 1843.

---

73. Korallenbildungen.

Die zarten, meist mit den glänzendsten Farben geschmückten, marinen Zoophyten, die einen festen Korallenstock von kohlensaurer Kalkerde aussondern, tragen in bedeutendem Maasse zur Erhöhung des Seegrundes und des Strandes bei. Die steinerne Masse, die nach dem Absterben der schleimartig sie überziehenden Thiersubstanz zurückbleibt, erscheint, je nach der Gattung, die sie erzeugt, oder zum Theil auch nach äusseren Verhältnissen, bald als ein wenig dicker, rindenartiger Felsüberzug (*Eschara, Retepora, Cellepora, Explanaria, Astræa*), bald als ein ästiges, strauch- und baumähnliches Gewächs (*Madrepora, Millepora, Oculina, Cariophyllia, Porites*), bald als Halbkugeln, oder dicke, rundliche Massen (*Mœandrina, Astræa, Porites*), bald in pilzähnlichen, becherartigen, hutartigen Formen (*Fungia, Turbinolia*); er ist der unorganische Rückstand des Familienstammes, an welchem oft zahllose kleine Individuen, fortwährend aus einander sich entwickelnd, gebaut haben.

Nur unter steter Wasserbedeckung, oder doch fortgesetzter Benetzung durch die Brandung erhält sich das Leben dieser Thiere und auch kurze Aussetzung an die Sonne tödtet sie. Die meisten

Arten ziehen die heftigste Brandung oder doch bewegtes Wasser vor (mehrere Nulliporen, Porites, Milleporen, Astræen); einige gedeihen eher in ruhigem Wasser (mehrere Mæandrinen, dünnästige Madreporen u. a. zartgebaute Stämme). Bald verdrängt eine einzelne Art in mächtiger Ausbreitung alle anderen, bald haben sich die verschiedenartigsten vereinigt und zwischen ihnen auch Mollusken, Echinodermen, Crustaceen angesiedelt, so dass der Meeresboden durch Mannigfaltigkeit der Farben und Gestalten an die buntesten, blumenreichsten Wiesen erinnert. Eine feste Basis von Fels, abgestorbenen Korallen oder Muscheln und klares Wasser ist nothwendige Bedingung des Gedeihens dieser Thiere; auf Sand- und Schlammgrund und in anhaltend trübem Wasser findet man sie nicht. Auch das Licht scheint ihnen ein unentbehrlicher Lebensreiz zu sein und in grösseren Meerestiefen kein fortlebender Korallenstamm vorzukommen. Ehrenberg fand in grösseren Tiefen als 6 Klafter keine Korallen im Rothen Meer; bei der neueren Küstenaufnahme dieses Meeres durch die Engländer fanden sich indess im nördlichen Theile sehr ausgedehnte, lebende Stämme noch in Tiefen von 25 Faden. Am steilen äusseren Abfall der Insel Keeling im Indischen Meer und bei der Insel Mauritius wurden schon in Tiefen von 8 bis 12 Faden die Korallenstämme nur unterbrochen und vereinzelt gefunden und in 20 Faden verschwanden sie ganz. Aus allen bisherigen Beobachtungen schliesst Darwin, dass Riffe bildende Korallen in grösseren Tiefen als 20 bis 30 Faden nicht vorkommen. — Der Wachsthum der Stämme ist gewöhnlich sehr langsam. Die von Cook bei Taïti gemessene Tiefe eines Korallenriffs wurde 67 Jahre nachher unverändert gefunden; in der Inselgruppe der Karolinen fand Lütke Alles eben so, wie es 100 Jahre vorher Cantova beschrieben hatte; im Rothen Meer kennt man Riffe, die, so weit sich nach alten Karten schliessen lässt, in den letzten 200 Jahren nicht merkbar zugenommen haben. Die Korallen überziehen, nach Ehrenberg, den Felsgrund des Rothen Meeres nur ein bis zwei Fuss dick, selten steigt die Dicke bis auf $1\frac{1}{2}$ Klafter und niemals darüber; nach seinen Beobachtungen ist der Einfluss, den diese Zoophyten auf die Erhöhung des Seegrundes ausüben, nicht höher anzusetzen, als derjenige der Dammerde auf die Erhöhung des trockenen

Landes. Andere Beobachtungen zeugen indess für ein in günstigen Fällen weit rascheres Fortschreiten des Wachsthums. Ein künstlicher Canal auf Keeling wurde in weniger als zehn Jahren der Korallen wegen unschiffbar; auf den Maldiven sind die Bewohner fortwährend genöthigt, die Korallenstämme zu zerstören, damit die Schifffahrt nicht gehemmt werde; an der Ostküste von Madagascar legte Dr. Allan verschiedene Korallenmassen, jede zehn Pfund schwer, auf den Seegrund, drei Fuss tief unter dem Wasser bei Ebbezeit; sieben Monate später war jede Masse am Grund fest gewachsen, mehrere Fuss lang, und erreichte zur Zeit der Ebbe beinahe die Oberfläche des Wassers; auch in der Südsee sprechen mehrere Thatsachen dafür, dass sich Korallenmassen mehrere Klafter dick in relativ kurzer Zeit gebildet haben (Darwin).

Da die Korallen nur in beschränkter Tiefe sich vermehren, so entstehen die Riffe meist an seichten Küsten als Strandriffe (*fringing reefs*), theils unmittelbar am Ufer, öfters in grösserer Entfernung von demselben, weil das Wasser hier seltener getrübt wird und der kräftigste Wachsthum stets an der Aussenseite der Riffe in dem stark bewegten Wasser statt findet. Häufig bleibt daher zwischen dem Riffe und der Küste ein seichter Canal, der durch das Riff vor den Stürmen des äusseren Meeres geschützt ist. Nur gegenüber der Mündung von Stromthälern und stärkeren Bächen ist das Riff unterbrochen und lässt eine Verbindung des Canals mit dem Meere offen. Die Breite des Riffs, so wie diejenige des Canals hangen ab von der Neigung des Seegrundes; an steilen Küsten kann die erstere nur 50 bis 100 Ellen betragen, die letztere bei schwachem Abfall des Strandes auf mehrere Seemeilen steigen. Das Riff erhebt sich nur bis an die Oberfläche des Wassers und bleibt oft mehrere Fuss oder Klafter unter derselben; an Stellen stärkerer Brandung vermag aber diese den oberen Rand theilweise zu zertrümmern, Blöcke und kleinere Trümmer werden auf das Riff geworfen und angehäuft, der feinere Kalkleim zerriebener Korallen und Muscheln dringt in die Zwischenräume und verbindet Alles zu einer festen Conglomeratmasse, die sich mehrere Fuss über die Fluthhöhe erheben und Inseln von geringerer oder grösserer, meist nach der Richtung des Riffs verlängerter Ausdehnung bilden kann. Die Steinmasse dieser Con-

glomerate heisst Madreporenkalk und ist gewöhnlich weiss oder stellenweise rothbraun, sehr fest und unter dem Hammerschlag klingend; die verbundenen Trümmer sind mehr oder weniger gerundet, einige zwei bis drei Fuss gross, andere kleiner; die Korallenstructur ist durch das Eindringen von Kalkspathmasse meist sehr undeutlich geworden, so dass es oft schwer oder unmöglich wird, sie noch zu erkennen und die Grenze zwischen den Korallentrümmern und dem späthigen Kalkleim zu bestimmen. Nicht selten besteht die Steinart dieser Inseln auch aus kalkigem Sandstein oder Rogenstein, beinahe ganz aus fest verbundenen, runden Körnchen zusammengesetzt, denen Muschelschalen, Korallenstücke, Stacheln von Echiniten und andere Theile von Seethieren sich beigemengt haben, d. h. aus gewöhnlichem Riffstein. Die Steinmasse erscheint zuweilen undeutlich in Bänke abgesondert, die schwach dem Meere zufallen. — Strandriffe, oft Hunderte von Seemeilen lang, umziehen die Küsten vieler Inseln des Atlantischen und Grossen Oceans (Antillen, Sandwichinseln, Freundschaftsinseln, Neue-Hebriden, Salomoninseln, Philippinen, Molucken, Sundainseln, Mauritius, Madagascar, Ostküste von Afrika).

In seichten Meeren entstehen Korallenriffe auch in grösseren Entfernungen von der Küste und verlieren dann ihren Strandcharakter. Im Persischen Meerbusen verbreiten sich diese Bildungen über beträchtliche Flächen, als für sich bestehende, tafelförmige Untiefen. Auch hier indess schreitet der Bau an der Aussenseite oft kräftiger fort, als über der inneren Tafel; es nähert sich daher der Rand schneller der Oberfläche und das Riff erhält die Gestalt eines Ringes, der einen Teich, eine Lagune, umschliesst.

74. Aeltere Korallenbildungen.

Dieselben Meere, in denen die Erhöhung des Strandes und der Untiefen durch Korallen noch jetzt fortschreitet, enthalten Korallenbildungen, deren Mächtigkeit und gegenwärtige Lage aus dem ruhigen Fortbau der Zoophyten allein nicht erklärt werden kann, so gross man auch die Zeiträume annimmt, während denen dieser Bau sich fortgesetzt haben mag. Die einen dieser Bildungen sinken zu Meerestiefen hinab, in welchen lebende Korallen, die Riffe bilden, nicht mehr vorkommen, die anderen steigen weit über

das Meeresniveau auf, als Felsmassen und Gebirge, die aus Madreporenkalk bestehen; beide besitzen eine Mächtigkeit, die wir von den Strandriffen der jetzigen Zeit niemals erreicht sehen.

In einiger Entfernung von den Küsten vieler Inseln der Südsee (Gesellschaftsinseln, Fidjiinseln, Vanikoro, Neu-Caledonia, Louisiade) und längs der bei 250 geogr. Meilen langen NOküste von Neu-Holland steigen Korallenriffe, als Dammriffe (*barrier-reefs*), aus meist unergründlicher Tiefe an die Oberfläche. Die Breite des Canals zwischen der Küste und dem Riff beträgt an der Küste von Neu-Holland im Mittel 20 bis 30 Seemeilen, an einzelnen Stellen 50 bis 70 Seemeilen; das Riff von Neu-Caledonia nähert sich der Küste selten bis auf 8 Seemeilen; in der Gruppe der Gesellschaftsinseln steht das Riff 1 bis 3 Seemeilen von der Küste ab. Die Tiefe des Canals an der neu-holländischen Küste ist im Mittel 10 bis 25 Faden, mit sandigem Grund, steigt aber gegen das südliche Ende, wo das Riff sich weiter von der Küste entfernt, bis auf 40 und an einzelnen Stellen bis über 60 Faden; auf Vanikoro geht die Tiefe des Canals ebenfalls bis auf 56 Faden; in der Gesellschaftsgruppe schwankt sie zwischen 2 und 30 Faden. Der Abfall des Riffs in den Canal ist meist ziemlich sanft; auf Vanikoro hält jedoch diese sanftere Böschung nicht lange an, und endigt an einem mauerähnlichen 40 Fuss hohen Absturz. Einige Riffe sind stets mehrere Fuss bis mehrere Faden hoch mit Wasser bedeckt; nur die starke Brandung über denselben lässt sie erkennen; andere tragen vereinzelte, flache, in der Richtung des Riffs verlängerte Inseln; in noch anderen haben sich diese Inseln zu langen Strichen Landes vereinigt; die vom Wasser bedeckte Oberfläche ist gewöhnlich mit noch lebenden Korallen besetzt. — Durchbrüche der Riffe, die jedoch selten bis auf den Grund des Canals hinabgehen, kommen bald in grösserer, bald in geringerer Anzahl vor, sie liegen vorzugsweise den Stromthälern der Hauptinsel gegenüber. Riffe, welche Inseln rings umgeben, sind auf der dem herrschenden Wind ausgesetzten Seite weniger häufig durchbrochen, steigen höher an und tragen mehr flache Inseln, als auf der entgegengesetzten, durch die centrale Insel vor dem Wind geschützten Seite. Der äussere Abfall der Riffe ist stets sehr steil, und in der Entfernung weniger Schiffslängen findet das Senk-

blei schon keinen Grund. Durch dieses prallige Abfallen in ein unergründliches Meer, die weit grössere Tiefe des Canals und den meist beträchtlichen Abstand von der Küste unterscheiden sich die Dammriffe wesentlich von den Strandriffen. — Die Centralinseln, welche von den Riffen umzingelt werden, sind von sehr verschiedener Beschaffenheit; Taïti erhebt sich bis auf 7000 Fuss, Maurua auf 800 Fuss, andere sind noch niedriger, und im Inneren mehrerer kreisförmiger Dammriffe steigen nur einige kleine Inseln oder Klippen auf; so auf Raiatea, Bolabola, Hogoleu, Gambierinsel. Die Steinart der Centralinseln steht in keiner Beziehung zu den Riffen und ist sehr verschiedenartig, auf der Mehrzahl der kleineren Inseln vulcanisch; andere Inseln bestehen aus Madreporenkalk, Neu-Caledonia aus Glimmerschiefer, Serpentin und analogen Steinarten.

Die kreisförmigen Dammriffe, in deren umschlossener Fläche das Wasser gegen die Inseln vorherrscht, bilden den Uebergang zu den Lagunenriffen oder Atollen, ringförmigen Korallenriffen, die eine Wasserfläche oder Lagune umgeben, worin keine Spur fremdartiger Felsen gefunden wird (s. Tab. II, die Ansicht der Pfingstinsel im Niedrigen-Archipel nach Beechey). Ausgedehnte Gruppen zahlreicher Atolle, oder ganz vereinzelt stehende Lagunenriffe jeder Grösse und Ausbildung sind im Grossen und Indischen Ocean verbreitet, in oft sehr weiter Entfernung von jeder Küste und jeder Insel von anderer Beschaffenheit (Niedrige-Inseln, Lord Mulgrave's-Archipel, wozu die Gilbert's-, Radack- und Ralickinseln gehören, Carolinen, Keelinginsel, Laccadiven, Maldiven, Chagosinseln). Der Durchmesser der Atolle misst bei einigen keine ganze Seemeile, bei anderen steigt er bis auf 60 und in seltenen Fällen bis über 80 Seemeilen. Von den 80 Laguneninseln des Niedrigen-Archipels hält die kleinste weniger als eine Seemeile, die grösste 30 Meilen im Durchmesser; in der Gruppe der Maldiven hat die grösste der 22 Inseln eine Ausdehnung von 88 Meilen; die grosse Chagosbank, die man als einen ganz vom Wasser bedeckten Atoll betrachten muss, misst nach zwei rechtwinklichten Durchmessern 70 und 90 Meilen.

Viele Atolle sind ziemlich genau kreisförmig, einige haben die Gestalt eines Hufeisens, mehrere sind beträchtlich länger als breit. Die Lagune, besonders kleinerer Atolle, ist seicht; ihr Grund ist

ziemlich flach, und scheint grösstentheils durch die Sedimente gebildet zu sein, die aus der Zertrümmerung und feinen Zertheilung des Riffes und der vielen in der Lagune lebenden Korallen und Muscheln hervorgehen. Andere Theile der Lagune sind mit sehr mannigfaltigen, meist dünnästigen Korallen besetzt, deren Stöcke auch wohl die Oberfläche erreichen. Im Niedrigen-Archipel schwankt die Tiefe der Lagune zwischen 20 und 38 Faden, in der Radackgruppe zwischen 30 und 35 Faden; in der Reihe der Maldiven gehen die Tiefen bis auf 45 und sogar bis auf 50 Faden. — Mit dem äusseren Meere steht die Lagune meist nur durch einen einzelnen für grössere Schiffe fahrbaren Canal in Verbindung, selten durch zwei oder drei Canäle; nur in den Atollen der Maldiven sind diese Durchbrüche zahlreicher; die Lagunen kleiner Atolle sind oft ganz abgeschlossen und erhalten ihr Wasser nur durch den Zufluss über die niedrigeren Theile des Riffes zur Zeit der Fluth und in Stürmen. Die Canäle und niedrigeren Theile des Riffes kommen häufiger auf der vor dem Wind geschützten Seite, als auf der ihm entgegenstehenden vor. — Die Breite des Riffs beträgt im Mittel etwa ¼ Seemeile, auf keinem Atoll des Niedrigen-Archipels übersteigt sie ½ Seemeile. In vielen Atollen steht das Riff, bis auf einzelne niedrige Inseln, die sich durch den Aufwurf von Trümmern gebildet haben, stets unter Wasser; in vielen wird der grössere Theil des Riffes zur Ebbezeit trocken gelegt; in noch anderen erhebt sich das Land, mit Unterbrechungen oder in dem grössten Theil des Umfangs, wenige Klafter über das Hochwasser und wird nur bei starkem Wind von der Welle erreicht. Die Inseln liegen vorzugsweise am Rand der Durchbruchscanäle, oder da, wo das Riff ausspringende Ecken bildet, und sind meist mit Baumgruppen und reicher Vegetation besetzt. — Gegen die Lagune ist der Abfall des Riffes bald ziemlich sanft, bald durch flache Stufen unterbrochen, bald sehr steil; das erstere mehr in den schlammigen oder sandigen Partieen der Lagune, das letztere bei Korallengrund. An der Aussenseite der Inseln liegt meist eine ganz flache, nur zur Ebbezeit trockene Vorstufe, welche als die normale Oberfläche des Riffs zu betrachten ist. Der äussere Rand dieser Vorstufe geht mit einer starken Krümmung über in die steile Böschung des Riffs, deren Winkel im Mittel etwa 45° beträgt,

zuweilen weniger, nicht selten aber auch beträchtlich mehr, so dass in geringer Entfernung das Senkblei keinen Grund findet.

Die Dammriffe würden, wenn man sich das Wasser entfernt denkt, als hohe Mauern oder schroffe Felsketten erscheinen, die ein noch höheres, inneres Gebirgsland umziehen, die Atolle als Kegelberge, mit Kratern im Gipfel. Die Höhe dieser Ketten und Kegel muss für die meisten auf mehrere tausend Fuss ansteigen, und wenn man annehmen darf, dass sie bis auf ihre wahrscheinliche Grundlage aus Madreporenkalk bestehen, die Dammriffe nämlich bis auf den submarinen Seitenabfall der Centralmasse, die Atolle bis auf den Meeresgrund, so ergibt sich eine Mächtigkeit für diese Bildungen, gegen welche die grösste Dicke der in historischer Zeit entstandenen Strandriffe beinahe verschwindet.

Dieselben Meere, in welchen so mächtige Korallenfelsen in eine Tiefe hinabzureichen scheinen, in welcher, nach unserer Kenntniss von der Naturgeschichte der Zoophyten, diese Thiere keine Riffe bauen, enthalten aber auch Inseln und Ländermassen, deren Gebirge jene Gestalten hoher Felsmauern und Kegel, die aus Madreporenkalk bestehen, wirklich zeigen. In der Sandwichgruppe kommen an mehreren Küsten Korallenriffe vor, die sich bei 20 Fuss über die Meeresfläche erheben und zum Theil weit Land einwärts von dem Strande abstehen. Im Niedrigen-Archipel ist die Insel Elisabeth bei 80 Fuss hoch, oben flach, und besteht ganz aus Korallen. Mangaia, SW von den Gesellschaftsinseln, hat eine Höhe von 300 Fuss und ist einem aufgestiegenen Atoll ganz ähnlich; in der centralen Vertiefung des sonst flachen Gipfels sieht man einzelne, bei 40 Fuss hohe Korallenstöcke. Savageinsel, O von der Freundschaftsgruppe, bei 40 Fuss hoch, wurde schon von Forster als ein erhobenes Lagunenriff betrachtet. Auch Tongatabu selbst, meist niedrig, theilweise aber bis 100 Fuss hoch ansteigend, besteht ganz aus Madreporenkalk, und so auch andere Inseln der Freundschaftsgruppe, die mehrere hundert Fuss hoch sind. Auf den Neuen-Hebriden, Neu-Irland und mehreren Inseln der Marianen haben verschiedene Beobachter hoch über dem Meere liegende Korallenfelsen gefunden, den neueren Strandriffen ganz ähnlich; eben so an der Nordküste von Neu-Guinea und auf mehreren Inseln der Molucken. Analoge Thatsachen sind vom nörd-

lichen Theile von Ceylon, von Mauritius, Madagascar, einem langen Striche an der SOküste von Afrika, und von den Küsten des Rothen Meeres bekannt. Auch auf den Westindischen Inseln und an den Küsten von Florida und Mexiko zeugen hoch über dem Wasserstand liegende Korallenbildungen für ganz veränderte Niveauverhältnisse.

Während die, meistens aus tropischen Gegenden angeführten Beispiele erhöhter Riffe alle einer verhältnissmässig sehr neuen Epoche anzugehören scheinen, finden sich in Europa Gebirgsreihen aus einer weit älteren Zeit, die ebenfalls Charaktere der Korallenbildung tragen. — In England heisst ein mächtiges Glied der secundären Oolithfolge der Korallenfels (*Coral-rag*), weil er grösstentheils aus in einander verschlungenen Stämmen und Aesten von Caryophyllien und Astræen zusammengesetzt ist. — Eine beinahe kreisförmige Umwallung von Kalksteingebirgen, deren korallenreiche, weisse Gesteine oft mauerähnliche, hohe Felswände bilden, scheint einen weiten Bezirk zu beiden Seiten des Oberrheins gegen die Ablagerungen späterer Meere geschützt zu haben; von Luxemburg bis Schaffhausen, von Vesoul bis Coburg fehlt jede Spur der in grösserer Entfernung mächtig auftretenden Kreideformation (s. Tab. III), und diese merkwürdige Erscheinung, sagt L. von Buch, scheint den Beweisen den Schlussstein zu geben, dass die Juragebirge fast durchaus wallartige Dammgebirge, Korallenriffe im Meere, gewesen sind. In noch weit älteren Kalksteinformationen, wie in dem englischen *Mountain-* und *Wenlock-limestone*, bilden ebenfalls in grösseren Partieen Korallen die vorherrschende Masse.

Das Vorkommen von Korallenbildungen, die über dem jetzigen Wasserstand stehen, muss offenbar mit den jetzt trocken liegenden, marinen Ablagerungen und alten Strandlinien dieselbe Erklärung finden; sei es, dass man den Meeresspiegel sich zurückziehen und erniedrigen, oder, dass man das Land aus dem Meeresgrunde sich erheben lässt. Schwieriger wird die Deutung der Damm- und Lagunenriffe und ihrer grossen verticalen Höhe und Mächtigkeit. Nachdem bereits Linné und nach ihm Buffon (*théorie de la terre*, 1749) den Satz aufgestellt hatten, dass aller Kalkstein ein Product von Meerthieren, der Abfall von Mollusken, Crustaceen und Zoophyten sei, glaubte Forster (*Reise um die Welt*, 1778) die Natur in ihrer Werkstätte beobachtet zu haben, als er in der Südsee die Menge von Koralleninseln mit ansitzenden noch fortbauenden Zoophyten gesehe

hatte; die Dammriffe sowohl, als die Laguneninseln galten ihm, vom Meeresgrunde bis zur Oberfläche, als das Werk der Korallenthiere. Dieselbe Ansicht gewannen später auch Péron und Flinders aus ihren Beobachtungen in der Südsee. A. v. Chamisso, der mit vielem Talent die allmählige Entstehung und vollendete Gestalt der Koralleninseln beschrieb, trennte sich in der Hauptsache nicht von seinen Vorgängern, glaubte aber doch als Basis dieser Bildungen einen erhöhten Meeresgrund annehmen zu sollen. Diese Voraussetzung erschien später als eine unabweisliche, nachdem zuerst Quoy und Gaimard, dann Ehrenberg gezeigt hatten, dass in grösseren Tiefen keine felsbauenden Korallen vorkommen, und die von diesen Thieren erzeugten Steinmassen kaum je eine Dicke von etwa 3 bis 5 Klafter überstiegen. Die Lagunenform führte daher zur Annahme, dass die Atolle auf dem Rande submariner vulcanischer Kegelberge aufgesetzt seien, und eine ähnliche Voraussetzung schien auch die Dammriffe, als wenig hohe Zinnen submariner Gebirgsketten, genügend zu erklären. Nach Darwin, dessen Schriften diese zwei §§ vorzugsweise entnommen sind, lässt sich aber auch diese Ansicht nicht festhalten. Die höheren Korallenriffe entstehen ihm zu Folge durch stufenweises Einsinken des Meergrundes, nach welchem die Zoophyten stets wieder bis an die Oberfläche fortbauen; Strandriffe gehen hiedurch allmählig über in Dammriffe und wenn endlich der letzte Gipfel der centralen Masse vom Wasser bedeckt ist, so wird das Dammriff zu einem Atoll. Vor Darwin hatte schon Lyell die Entstehung der Riffe durch ein Einsinken des Meergrundes wahrscheinlich gefunden.

Literatur: Péron, *voyage de découvertes*, 1807; Flinders, *voyage to Terra Australis*, 1814; A. v. Chamisso, in *Kotzebue's Entdeckungsreise*, 1821; Quoy et Gaimard, in den *Ann. des sc. nat.* 1825; Ehrenberg, *über die Korallenbänke des Rothen Meeres*, *Berl. Akad.* 1832; Rüppel, *Reisen*, 1829; Beechey, *voyage to the Pacific*; Dumont d'Urville, *voyage autour du monde*, 1832; —, *voyage au pole du Sud*, 1841; Moresby, *on the Northern Maldiva Atolls*, *Geogr. Journ. V*; Lyell, *principles*; Darwin, *researches in geology*, 1840; —, *the structure and distribution of coral reefs*, 1842.

---

75. Sedimentbildung durch Polythalamien und Infusorien.

Die mikroskopischen Thierordnungen üben auf die Vergrösserung der festen Erdrinde einen Einfluss aus, der noch nicht in seiner ganzen Ausdehnung übersehen werden kann, jedenfalls aber denjenigen der grösseren Pflanzen und Thiere weit übertrifft. Die Möglichkeit einer schnell auf einander folgenden, fast unglaublichen

Vermehrung und die allgemeine Verbreitung jener Thiere in stehenden Gewässern lässt, unter begünstigenden Verhältnissen, die Entstehung von Massen zu, die sich zu der Grösse der Individuen verhalten, wie ein Sandsteingebirge zum einzelnen Sandkorn, und mächtige Gebirgsmassen sind wirklich aus diesen, dem unbewaffneten Auge meist unsichtbaren Organismen zusammengesetzt.

Die Polythalamien (*Bryozoa* oder Mooskorallen Ehrenb., *Foraminifères* d'Orb., *Rhizopodes* Dujard.) sind Zoophyten, die einen vielkammerigen Polypenstock von kohlensaurer Kalkerde bilden, in dessen Zellen sich entweder ein einzelnes gegliedertes Individuum vertheilt, oder deren jede von einem besonderen Individuum, der ganze Stock von einer gemeinschaftlichen Familie bewohnt wird. Die Zellen sind geradlinigt an einander gereiht, wie Perlen an einer Schnur, oder zu traubenartigen Gruppen vereinigt, oder schneckenförmig nach einer ebenen oder aufsteigenden Spirale vertheilt, oder sie bilden melonenähnliche, linsenförmige, Samkörnern ähnliche Gestalten. Die Grösse dieser Körperchen ist meist nur ein kleiner Bruchtheil einer Linie, so dass zum Theil viele Tausende bis über 1 Million derselben in jedem Cubiczoll enthalten sind. Der Kalksand der Meeresufer besteht oft grösstentheils aus den Schalen dieser Thiere, sowohl in nördlichen, als in tropischen Meeren. An den Küsten des Mittelmeeres sind sie schon im vorigen Jahrhundert bei Rimini mit grossem Fleiss von Soldani gesammelt und in einem grossen Werke beschrieben und abgebildet worden. Der Schlamm des Hafens von Alexandrien besteht fast ausschliesslich aus diesen Ueberresten und ihre fortdauernde Anhäufung droht denselben einst unbrauchbar zu machen. Für viele Bildungen von Riffstein mögen sie vorzugsweise den Stoff liefern. Die Geschlechter *Miliola*, *Rotalia*, *Calcarina*, *Triloculina*, *Sorites*, *Amphisorus*, *Peneroplis* sind die gewöhnlich vorherrschenden.

Noch allgemeiner ist die Verbreitung der Infusorien; jeder Wassergraben moorigter Gegenden, jeder Teich, die feuchte Erde selbst enthält zahllose Mengen derselben; die grüne oder röthliche Färbung vieler stehender Gewässer wird durch sie hervorgebracht; das Leuchten des Meerwassers in jeder Entfernung von der Küste zeugt von ihrem gedrängten Vorkommen in allen Gegenden des Weltmeeres, denn von ihrem Phosphoresciren ist die Erscheinung

vorzüglich abhängig. Die aus Kieselerde bestehenden Schalen dieser Thierchen, ihre Kieselpanzer, bleiben, nach ihrem Absterben, als ein weisslicher, feinerdiger Ueberzug, oder als Bodensatz der Gewässer, oder zerstreut im Schlamm und in der Dammerde, und können, bei der unglaublichen Vermehrungsfähigkeit derselben, in wenig Zeit nicht unbedeutende Massen bilden. Von *Hydatina senta* wurde die Möglichkeit der Vermehrung eines Individuums auf 4 Millionen in 11 Tagen wirklich beobachtet; aus einer *Vorticella* könnte unter günstigen Umständen die Vermehrung in 24 Stunden bis gegen 16 Millionen steigen; 1 Cubiczoll aber enthält ungefähr 41,000 Millionen Individuen von *Gallionella distans*, 1 Cubicfuss daher 70 Billionen, so dass, unter der Voraussetzung, dass diese Art sich eben so schnell vermehre, zur Erzeugung von 1 Cubicfuss Kieselerde nicht ganz 2 Tage erfordert werden. — Der Schlamm, der sich in den norddeutschen Hafen absetzt, besteht zur Hälfte aus abgestorbenen oder noch lebenden Infusorien. Im Hafen von Wismar kann die Masse des sich ablagernden Infusorienstoffs, angenommen dass derselbe nur $^1/_{10}$ des Schlamms betrage, nachdem er eingetrocknet ist, im Jahrhundert auf eine fusshohe Schicht von mehr als 200 Fuss Seite im Quadrat berechnet werden. — Als im März der Schaum des Neuchatelersee's, den man das Blühen des See's nennt, unter dem Mikroskop untersucht wurde, fand sich in jedem Tropfen eine dichtgedrängte Menge von *Colpoda;* im April bestand der Schaum aus *Navicula, Paramecium, Monas;* anfangs Juni fast ausschliesslich aus *Vorticellen*, im Juli aus *Bacillarien, Gallionella, Navicula;* die Seeufer sind mit Conferven bekleidet, die unter dem Wasser grün sind, trocken gelegt aber weisse Krusten bilden, die dicht mit *Bacillarien* gemengt sind; in sechs Wochen kann eine solche Kruste die Dicke einer Linie erhalten. Im Frühjahr 1825 hatte sich der Murtensee stellenweise handhoch mit einem rosenrothen oder lilafarbenen Schlamm bedeckt; von Murten bis an das jenseitige Ufer war diese Decke nur wenig unterbrochen; die ganze Masse bestand aus *Oscillatoria rubens*, die auch sonst in dem Seewasser vorkommt, aber nur selten eine so auffallende und schnelle Vermehrung zeigt. — Auf den Schneefeldern der Polarzone, der höheren Alpen, der Pyrenäen, auch auf dem Aetna, sind oft ausgedehnte Stellen des

Schnee's mehrere Zoll bis 1 Fuss tief rosenroth gefärbt; nach einiger Zeit wird das färbende Princip dunkelbraun bis schwarz und sammelt sich zu dichteren Streifen zusammen. Nach früheren Bestimmungen (Bauer) erkannte man in dem rothen Schnee nur Algen (*Protococcus nivalis*); neuere Untersuchungen (Shuttleworth und Vogt) beweisen, dass, wenigstens zu gewissen Zeiten, die rothe Substanz des Alpenschnee's grösstentheils aus verschiedenartigen Infusorien bestehe, die auf den Schneefeldern eben so ihre natürliche Wohnstätte finden, wie andere Arten in den heissen Quellwassern, noch andere im See- oder Meerwasser. — Der schleimige rothe Ocker, der in Moorgegenden den Limonit überzieht, oder für sich rothe Schlammwasser bildet, besteht aus den eisenhaltenden Kieselpanzern von *Gallionella ferruginea*, und der Limonit selbst ist vielleicht aus diesem Schlamm hervorgegangen. — Auch die moorigte Dammerde des Thiergartens bei Berlin ist, nachdem sie von gröberen Beimengungen gereinigt worden, zu $^2/_3$ aus Infusorien zusammengesetzt, welche im Wasser sich bald wieder zu bewegen anfangen. — Der Schlamm der Elbe zu Cuxhafen besteht zur Hälfte seines Volumens aus Kieselschalen von Infusorien und Kalkschalen von Polythalamien; auch im Schlamm des Nils und ohne Zweifel der meisten Ströme bilden diese Ueberreste einen starken Bruchtheil der Masse.

76. Aeltere Bildungen durch Polythalamien und Infusorien.

Die Ablagerungen von Polythalamien aus früheren Zeiten erscheinen, theils als loser Kalksand, theils in weit verbreiteten Lagermassen von Kalkstein, der als Grobkalk, Kreide oder dichter Kalkstein auftritt. Mit den noch jetzt lebenden Geschlechtern und Arten mengen sich viele andere, die man in unseren Meeren einstweilen noch nicht aufgefunden hat, wie Discorbis, Orbitulites, Melonia etc.; die grössten Massen aber bildet das räthselhafte Geschlecht Nummulites (*Nummulina* d'Orb.), in scheibenförmigen, vielkammerigen Individuen, die einen Arten beinahe mikroskopisch klein, andere die Grösse eines Thalers erreichend, von älteren Zoologen ebenfalls den Polythalamien beigezählt, von Ehrenberg als innere Knochen medusenartiger Thiere be-

trachtet. — Mit den kalkigen Polythalamien sind nicht selten Kieselinfusorien gemengt zu Mergeln, die als mächtige Lager mit reineren Kalksteinen abwechseln. — Infusorien für sich bilden Lager von weissem oder gelblichem Thon, theils leicht zerreiblich, theils fester, oder sie sind durch einen unbekannten Process inniger zu einem festen Kieselgestein, Opal oder Feuerstein, verschmolzen.

In dem Boden, auf welchem Berlin steht, findet sich 4—8 Fuss tiefer als der Grund der Spree ein thoniges Torflager, das sich weithin zu verbreiten scheint, bald nur 5 Fuss mächtig, bald bis mehr als 100 Fuss tief absinkend, und $\frac{1}{3}$ bis $\frac{2}{3}$ dieser Masse sind Kieselschalen von Infusorien. — Im Amte Ebstorf, am südlichen Rande der Lüneburgerhaide, liegt unter dem $1\frac{1}{2}$ Fuss dicken Haideboden an mehreren Stellen eine 10 bis 18 Fuss mächtige Lage von weissem, lockerem Thon, der einen Augenblick auf Wasser schwimmt, dann untersinkt und etwas aufquillt; tiefer folgt ein bräunlicher Thon, ebenfalls sehr locker, der 10 Fuss tief durchbohrt worden ist, ohne dass die untere Grenze erreicht worden wäre. Die obere, weisse Masse besteht ausschliesslich aus Infusorien, die untere grösstentheils, nur ist ihr bis zu $\frac{1}{10}$ des Volumens Fichtenpollen beigemengt, der als färbendes Princip dient. Die weit verbreitete, wohl 30 bis 40 Fuss mächtige Bildung scheint durch Quellwasser entstanden zu sein. — Vorzüglich sind es die in den jüngeren Formationen vorkommenden Lager von Bergmehl, Kieselguhr, Tripel, Polirschiefer und die Halbopale, sowohl der Süsswasser-, als der vulcanischen Tufformationen, die ausschliesslich oder doch grösstentheils aus Kieselinfusorien zusammengesetzt sind. In der moorigten Umgebung von Franzensbad bei Eger findet man unter der Dammerde 6 bis 8 Zoll mächtige, graulich weisse, zerreibliche Schichten von Kieselguhr, die vorherrschend aus *Navicula*schalen bestehen. — Das 14 Fuss mächtige Lager von Polirschiefer zu Bilin in Böhmen enthält meist Panzer von *Gallionella distans*. — Bei Bagnola, in der Nähe von S. Fiora im südlichen Toscana, ist weisses, zerreibliches Bergmehl (*latte di luna*) bei 10 Fuss mächtig, horizontal geschichtet, 100 Schritt im Quadrat ausgedehnt und besteht vorherrschend aus *Bacillarien*. — Demselben ähnlich, aber reicher an mannigfaltigen Species ist das

Bergmehl von Degernæ an den Grenzen von Lappland, das in Zeiten von Misswachs unter dem Brod verbacken wird. — Die grünlich-grauen, ebenfalls essbaren Thone, die sich im Gebiete des Amazonenstroms in Brasilien über weite Ebenen erstrecken, entsprechen, nach den darin vorkommenden Geschlechtern, ganz den Schlammniederschlägen der Seehafen und Flussmündungen. — Auch die Tripel und Polirschiefer vom Habichtswald bei Cassel, Pont-Gibaud in Auvergne, Isle de France, von der Insel Luçon unter den Philippinen, und von vielen Orten in Nordamerika, wo bis 15 Fuss mächtige Lager von unbekannter Erstreckung vorkommen, haben sich unter dem Mikroskop in Infusorien aufgelöst; der Dysodil von Mellili in Sicilien ist ein von Erdpech durchdrungener Infusorienschiefer; die Opale von Bilin, Champigny, S. Ouen, der Steinheimer Dolerite, der Serpentine von Kosewitz sind innig verwachsene und gleichsam zusammengeflossene Polirschiefer.

Weit bedeutender noch sind die Felsmassen, die aus den Kalkschalen der Polythalamien hervorgegangen sind. Der Sand der nördlicheren Libyschen Wüste und wohl auch vieler Dünen und sandigen Küstenbildungen besteht, so weit er Kalksand ist, grossentheils aus Polythalamien. Mächtige und weit verbreitete Bänke von Miliolithenkalk, deren ganze feinkörnige oder kreideähnliche Masse aus Miliolithen und anderen Geschlechtern zusammengesetzt ist, kommen in Touraine, in der Umgebung von Paris (Gentilly), in Belgien, in den Umgebungen von Wien, in Siebenbürgen und im südlichen Russland vor; in anderen, von Tertiärgebirgen bedeckten Gegenden, in Toscana (Siena), Steyermark, England bilden die Schalen von Polythalamien oft einen beträchtlichen Bruchtheil vieler Lager von Grobkalk. — Die Hauptmasse der weissen, schreibenden, wie der festeren Kreide, löst sich bei 300facher Vergrösserung in Polythalamien auf, vorzüglich den Geschlechtern *Textularia*, *Rotalia*, *Rosalina*, *Planulina*, *Globigerina*, *Robulina*, *Turbinulina*, *Flustrella* angehörend, von $\frac{1}{24}$ bis $\frac{1}{288}$ Linie Grösse; zwischen diesen Schalen liegen kleinere Körnchen von Kalkerde, welche unorganisch und durch eine Zersetzung der Schalen entstanden zu sein scheinen; öfters haben sich diese Körnchen wieder zu regelmässigen gekörnten Blättchen,

elliptischen Ringen und anderen Figuren vereinigt; die Kreide ist um so weicher und schreibender, je weiter dieser Zersetzungsprocess fortgeschritten ist. Es ist diese Zusammensetzung nachgewiesen worden für die Kreide von Polen, der Insel Rügen, von Jütland, von mehreren Orten in England, von Meudon bei Paris und anderen Stellen. Im nördlichen Afrika bei Oran, in Sicilien bei Caltanisetta und in der Umgebung von Girgenti, auf Zante und in anderen mittelmeerischen Ländern verbinden sich mit Lagerfolgen von dichtem Kalkstein, Thon und Sandstein mächtige Bänke von weissgrauem Kreidemergel oder Tripel, worin, nebst den Polythalamien der Kreide, auch viele Infusorienschalen vorkommen und meist den vorherrschenden Theil der Masse bilden. Die Kieselschalen der Infusorien, die in diesen Mergeln noch deutlich erkennbar sind, scheinen in der nordischen Kreide vollständiger von der Kalkerde sich getrennt und durch enge Vereinigung die knauerartigen Lager und vereinzelten Knollen von Feuerstein erzeugt zu haben; bei dieser Coagulation mögen die vereinzelten organischen Ueberreste mit eingeschlossen worden sein, die hie und da in der sonst ganz homogenen und dichten Kieselmasse entdeckt werden können. Wie weit sich die kreideartigen, obgleich meist festen Kalksteine des nördlichen Afrika's in die Sahara hinein ausdehnen, deren nackter Felsboden aus eben diesem Kalk zu bestehen scheint, ist nicht bekannt; aber in Aegypten sind auf beiden Seiten des Nilthales, vorzüglich an der Grenze der Libyschen Wüste, die Polythalamien in grosser Menge in dem herrschenden Kalkstein aufgefunden worden, und dieselbe Bildung erstreckt sich auch nach Arabien und Syrien. Gleiche Gesteine bedecken in Nordamerika einen Raum grösser als Frankreich, zwischen dem Missouri, Oregon und Neu-Californien, und $\frac{1}{2}$ bis $\frac{2}{3}$ ihres Volumens besteht aus den Schalen von Polythalamien. — In enger Verbindung mit den Kreidekalksteinen der mittelmeerischen Länder stehen ausgedehnte Lagermassen, deren vorherrschenden Bestandtheil Nummuliten ausmachen, zwischen deren Scheibchen das bewaffnete Auge meist noch grosse Schaaren von Polythalamien entdeckt. Diese Lager von Nummulitenkalk charakterisiren vorzüglich die südeuropäischen Kalkgebirge in den Pyrenäen und Alpen, wie in Italien, Sicilien und Morea; sie finden sich sehr entwickelt in

Siebenbürgen und in der Krimm, im Libanon und in Aegypten, und scheinen noch weit ostwärts fortzusetzen. — Dass auch bei der Bildung älterer Kalkformationen diese Thierclassen eine wichtige Rolle gespielt haben, lässt sich kaum bezweifeln.

Wenn aus den vorrigen §§ mit vieler Wahrscheinlichkeit gefolgert werden kann, dass der grösste Theil des Kalksteins auf der Erde das Product der Korallenthiere und Polythalamien sei, und dass in vielleicht eben so starkem Verhältniss die Infusorien zur Erzeugung der Kieselerde beigetragen haben, so ist klar, dass dieser Einfluss der Thierwelt auf das Unorganische doch nur die Aggregation der Gesteine und die Gestalt ihrer kleineren Theile, nicht aber die Substanz selbst betreffen kann. Die Thiere müssen die Kalkerde und die Kieselerde, die sie zu organischen Formen verarbeiteten, schon gebildet von Aussen her empfangen, oder aus ihren Bestandtheilen zusammengesetzt haben. Eine Umwandlung anderer Stoffe z. B. der Bestandtheile des Meerwassers in Kalkerde und Kieselerde durch organische Kräfte ist zwar nicht geradezu unmöglich, da auch sonst diese Kräfte Vieles vermögen, was der darstellenden Chemie nicht gelingt; es lässt sich aber diese Annahme durch keinen directen Versuch und kein analoges Factum unterstützen, und bis dieses geschieht, kann sie nur als eine leere betrachtet werden. Die Frage, ob die unorganische Kalk- und Kieselerde früherer oder späterer Entstehung sei, als die organische, ist die alte Frage über das Ei und die Henne.

Literatur. Ueber die Polythalamien: Soldani, *Testaceographia microscopica*, 4 *Vol. Fol.* 1789; v. Fichtel, *testacea microscopica ex gener. Argonauta et Nautilus*, 1803; Al. d'Orbigny, *tabl. méthod. des Foraminifères*, *Ann. des sc. nat.* 1826; —, *sur les Foraminifères de la craie blanche*, *Mem. de la Soc. Géol. IV*; Dujardin, *mém. sur une classific. des infusoires*, *compt. rend.* 1840; Ehrenberg, *über die Bildung der Kreidefelsen durch unsichtbare Organismen*, *Berl. Akad.* 1838; —, *über noch jetzt lebende Thierarten der Kreidebildung*, *Berl. Akad.* 1839. — Ueber Infusorien: Ehrenberg, *die Infusionsthierchen*, 1838, *Fol.*; —, *die fossilen Infusorien und die lebende Dammerde*, *Berl. Akad.* 1837; Hausmann, *die Infusorienlager der Lüneburgerhaide*, *Gött. Anz.* 1838; Decandolle, *sur la mat. org. qui a coloré en rouge les eaux du lac de Morat*, *Mém. de Gen. III*; Desor, *sur l'écume du lac de Neuchâtel*, *Verh. der schweiz. Ges.* 1839. — Ueber den Rothen Schnee: Bauer, *Phil. Trans.* 1820; Rob. Brown, *botan. Schriften*, *herausg. von Nees v. Esenbeck*, 1825, *I*; Schweigger, *in seiner Zeitschrift XLIV*; Shuttleworth, *Bibl. univ.* 1840.

77. Dammerde.

Die Mengung der Bestandtheile abgestorbener Vegetabilien und Thiere mit den obersten Massen des aufgelockerten Bodens bildet die Dammerde oder Ackererde. Durch Vermoderung der organischen Substanzen entsteht der Humus (*terreau*), eine braune, bis schwarze, pulverartige Substanz, leicht verbrennend, sehr hygroskopisch, oder

Feuchtigkeit einsaugend und condensirend, so dass sie $^3/_4$ ihres Gewichtes Wasser enthalten kann, ohne nass auszusehen; in Berührung mit der Atmosphäre zum Theil sich in Kohlensäure umwandelnd und hiedurch zum Kohlensäuregehalt der atmosphärischen Luft und der Quellwasser beitragend; mit Vegetation bedeckt wesentlich die Ernährung der Pflanzen unterstützend, so dass, wenn diese fortwährend weggenommen werden, der Boden immer mehr von Humus entblösst oder ausgesogen wird und zuletzt nichts mehr trägt. Die Bestandtheile des Humus sind dieselben, wie diejenigen des Torfs, nur sind die Säuren, die in diesem vorkommen, Humussäure, Quellsäure, Quellsatzsäure und Phosphorsäure, vollständig, oder doch grösstentheils an erdige Basen gebunden.

Das Verhältniss des Humus in der fruchtbaren Dammerde beträgt meistens nur 1 bis 10 Procente, so dass die vorherrschenden Bestandtheile der letzteren von der Beschaffenheit des unorganischen Untergrundes abhangen. Dem Torfe steht die humusreichste Dammerde, oder der Humusboden am nächsten, besonders der saure Humusboden, der, wie der Torf, sauer reagirt, weil nicht alle Säuren vollständig an Basen gebunden sind. An ihn schliesst sich der Haideboden, der ebenfalls freie Säuren, vorherrschend aber Humuskohle und Harze enthält. In geringerem Verhältniss erscheint der Humus im Mergelboden, Kalkboden, Thonboden, Lehmboden, Sandboden, deren Benennungen die vorwaltenden unorganischen Bestandtheile bezeichnen. — Eine oft mehrere Fuss bis Klafter mächtige Lage von Humusboden bedeckt die Erde in den wald- und pflanzenreichen Gegenden der tropischen Zone; genauere Messungen des Maximums der Mächtigkeit fehlen und sind unsicher wegen des allmähligen Uebergangs der Dammerde in den Untergrund. Saurer Humusboden verbreitet sich über Tausende von Quadratmeilen in den sumpfigen Niederungen von Canada, Nordeuropa und den weit ausgedehnten Tundra, oder morastigen Moosflächen von Sibirien. Von nicht geringerer Erstreckung erscheint der nahe mit ihm verwandte Haideboden in den Haiden von Norddeutschland und Nordasien; wie auf jenem die Moose, so sind auf diesem Haidekräuter, *Ericæ*, die vorherrschenden Pflanzen. Thonboden und Sandboden bildet die Unterlage der unübersehbaren Grasflächen der südrussischen und west-

asiatischen Steppen, der ebenfalls durch hohen Graswuchs ausgezeichneten Llianos des nördlichen Südamerika, der Savannen des Missisippi und Missouri, Ebenen, so einförmig wie die Meeresfläche, im ganzen vom Auge übersehbaren Umkreis oft keine fusshohe Erhebung darbietend, auf Distanzen von 20 bis 30 Tagreisen ohne den geringsten Wechsel der Vegetation. Mehr schon nähern sich dem Wüstencharakter viele Districte der Pampas von Buenos-Ayres, der Boden ist mehr Sand- oder Lehmboden, die Grasbedeckung wird unterbrochen durch Sandsteine und Flugsand. Der Mangel an Dammerde bezeichnet die Wüsten; Flugsand oder nackte Felsflächen, meist von Kalkstein, bilden ohne weitere Bedeckung die Oberfläche. Eine nur wenig unterbrochene Zone von Wüsten erstreckt sich von der Westküste Afrika's durch diesen ganzen Welttheil, Arabien, Persien, die Bulgarei, Mongolei und Mandschurei bis an den Grossen Ocean, in einer Ausdehnung von mehr als 150 Längegraden und einer öfters 10 Meridiangrade übersteigenden Breite.

Mächtige Sedimente entstehen aus thierischem Koth. Das Guano oder Huano, das auf den Inseln der Küste von Peru gegraben und auf dem Festland als Dünger der Maisfelder benutzt wird, ist Koth von Seevögeln und besteht grösstentheils aus reiner Harnsäure. Seine Massen erreichen eine Dicke von 50 bis 60 Fuss, und die Abgrabungen desselben haben das Aussehen beträchtlicher Steinbrüche. Jedes der kleinen Fahrzeuge, die es, als wichtigen Handelsartikel, der Küste zuführen, trägt Massen von 1500 bis 2000 Cubicfuss fort, ohne dass der Vorrath auf den Inseln sich zu vermindern scheint.

Ueber die Zeit, die erforderlich ist, damit eine Lage Dammerde von bestimmter Dicke erzeugt werde, sind keine allgemeinen Sätze aufzustellen, indem gering scheinende Abweichungen der Boden- und Vegetationsverhältnisse sehr grosse Unterschiede zur Folge haben. Aus der Dammerde, die sich über Lavaströmen aus verschiedenen Jahrhunderten am Aetna gebildet hatte, schloss de Borch, dass wenigstens ein Jahrhundert erforderlich sei, damit sich eine linienhohe Lage Dammerde erzeuge; es wurde indess von Dolomieu und Spallanzani, sowohl die Behauptung, als auch die Thatsachen, auf die sie sich stützt, bestritten und gezeigt, dass auf diesem Wege keine allgemeinen Resultate zu erhalten seien. Dennoch versuchte in neuerer Zeit Brocchi wieder dieselbe Methode, und aus den Verhältnissen der Lava des Arso auf Ischia glaubte er herleiten

zu können, dass in 500 Jahren sich 1 Zoll Dammerde bilde. Aus der geringen Dicke der Dammerde auf Gebirgen und in den norddeutschen Haiden hatte DE LUC den Schluss gezogen, dass die Trockenlegung unserer Continente nicht bedeutend älter sein könne, als die Tradition und die mosaische Urkunde es angeben, und auch CUVIER war dieser Folgerung beigetreten.

Literatur: H. DAVY, *elements of agricultural chemistry*, übers. von *Wolf*, 1814; EINHOF, *Anleitung zur Kenntniss der chem. Besch. des Bodens, Hermbst. Arch. II und III;* HAUSMANN, *de rei agrariæ fundam. geolog.* in *Comment. Soc. Gött. rec. V;* SCHÜBLER, *phys. chem. Eigensch. d. Ackererde, Schweigg. VII > Leonh. Taschb.* 1825; BERZELIUS, *Chemie VIII;* LIEBIG, *organ. Chemie* 1843. — DE BORCH, *lettres sur la Sicile*, 1782; SPALLANZANI, *viaggi*, 1792, *I;* BROCCHI, *conchiol. foss.* 1814, *I.* — DE LUC, *lettres phys. et mor.* 1779; CUVIER, *révol. du globe*, 1825. —

78. Bildung von Torf.

In flachen Gegenden, die jedes Jahr längere Zeit unter stagnirendem Wasser stehen, oder Sümpfe, Moore, Moräste bilden, besteht die Rasendecke aus besonderen Pflanzenarten (*Conferven, Ericæ, Scirpi, Sphagnum palustre, Eriophorum vaginatum, Carex cespitosa* etc.), deren untere Theile abfaulen, während an der Oberfläche die Vegetation sich fortsetzt. Das Product der Zersetzung ist eine bräunlich schwarze, kohligte Substanz, der Torf, und bildet zwischen der Rasendecke und dem Grunde von Sand oder Thon eine besondere Lage, die meist viel Wasser enthält und allmählig an Dicke zunimmt. In der obersten Masse des Torfs, dem Rasentorf oder Stechtorf, ist ein Theil der Pflanzenfasern noch unzersetzt geblieben und sie erscheint als ein filzartiges Geflecht von Blättern, Moosen, Wurzeln und eigentlicher Torfsubstanz; tiefer, im Moortorf, wird diese vorherrschend, die Farbe dunkler braun; die untere Masse, oder der Pechtorf, ist schwarz und homogen. Der Moortorf bildet die Hauptmasse und ist entweder so fest, dass er mit dem Spaten gestochen werden kann *(tourbe au louchet)*, oder er muss noch weich in Formen gedruckt, d. h. gebaggert werden, daher die Benennung Baggertorf *(tourbe moulée)*. Der trockene Torf brennt glimmend wie Zunder, mit unangenehmem Geruch; das spec. Gew. ist 0,5 bis 0,7; die wesentlichen Bestandtheile sind Humuskohle, Humussäure, Quellsäure, Quellsatzsäure, Phosphorsäure, Harze und Wachs, und denselben sind erdige Bestandtheile des Bodens und Wasser beigemengt; die Säuren sind zum Theil wenigstens frei, so dass

der Torf sauer reagirt, je nach den Pflanzenarten, die zur Bildung derselben beitragen, und je nach den Fortschritten, welche die Zersetzung gemacht hat (Wiegmann).

Der von seinen erdigen, nach der Verbrennung als Asche zurückbleibenden Theilen getrennte Torf kann, in seine Elementarstoffe zerlegt, betrachtet werden, als zusammensetzt nach der Formel C_{100} H_{123} O_{41}, mit Vernachlässigung eines Stickstoffgehaltes von 1½ bis 2 p. c. (nach den Analysen von Regnault); der Pflanzenfaser dagegen entspricht, wenn man die Zusammensetzung der Holzfaser auf sie anwendet, die Formel C_{100} H_{122} O_{61} (Liebig), so dass bei der Umwandlung sowohl der Kohlenstoff als der Wasserstoff im Verhältniss zum Sauerstoff gewinnen und der Torf also sich als eine Zusammensetzung von Kohlenwasserstoffverbindungen und unzerlegter Holzfaser betrachten lässt. Von den verschiedenen Producten der Zersetzung, die aus den neuen Verbindungen der drei Elementarstoffe der Pflanzenfaser unter sich und mit den Bestandtheilen des Wassers und der Luft hervorgehen, bleiben nämlich nur die festen und unlöslichen im Torf zurück, während die flüssigen und gasförmigen, grösstentheils wohl Wasser und Kohlensäure, sich entziehen.

Die Mächtigkeit der Torfmassen ist sehr ungleich und steigt in verschiedenen Mooren von wenigen Fuss bis zu vierzig Fuss. — Die Zeit, die zur Erzeugung einer Torflage von bestimmter Dicke erfordert wird, ist je nach den klimatischen und Bodenverhältnissen sehr ungleich. In einem Torfmoore, das bei Hannover abgestochen wird, ist innerhalb 30 Jahren eine 4 bis 6 Fuss dicke Torflage neu entstanden (v. Leonhard); in einem anderen am Bodensee in 24 Jahren eine Lage von 3 — 4 Fuss (Walchner). In anderen Gegenden wird die Zeit, deren ein abgestochener Theil eines Moores bedarf, um sich wieder zu erzeugen, auf 5, 10, 50, 80 Jahre geschätzt; in den Hochmooren von Dännemark soll es 250 bis 300 Jahre dauern, bis sich aus dem Haidekraut (*Erica vulgaris*) eine Torfmasse von 10 Fuss Dicke bildet.

Viele Torfmoore stehen an der Stelle früherer Wälder, die entweder durch Menschenhand oder, bei zunehmender Versumpfung des Bodens, durch Windschläge gefällt worden sind; daher das häufige Vorkommen liegender Holzstämme, zum Theil noch

erkennbarer Baumarten auf dem Grunde der Moore. Das Holz ist dunkelbraun, weich, wie halb verkohlt, am besten hat die Rinde sich erhalten; die Stämme sind oft platt gedrückt, in mehreren Lagen dicht über einander liegend; die übrige Masse besteht aus zusammengepressten Blättern, Früchten, Moosen, oder aus homogener Torfsubstanz. An der Luft erhärtet das Holz und kann zum Theil zu Tischler- und Zimmerholzarbeiten benutzt werden.

Häufig wird der Torf von Eisenerzen begleitet, deren Entstehung mit derjenigen des Torfes selbst in Zusammenhang steht, indem die gebildeten Pflanzensäuren mit dem im Boden befindlichen Eisen der Mineralsubstanzen schwer auflösliche Verbindungen eingehen, die sie bei späterem Vertrocknen fallen lassen. Durch Eisenoxydhydrat gelb gefärbter Quarzsand wird (n. Kindler) in der Nähe vermodernder Wurzeln erst bräunlich, dann weiss, indem die durch den Verwesungsprocess entstehende Säure (Humussäure) das Eisen auflöst. Da wo Tagquellen aus dem Sand hervorsintern, wird der Boden von einem gelatinösen Eisenoxydschlamm bedeckt, indem, entweder durch Zutritt der Luft das frühere auflösliche Eisensalz zu einem nicht auflöslichen wird, oder der Vegetationsprocess die organische Säure von der Basis des Salzes trennt. Gewöhnlich erscheint das Eisen als Limonit (*Raseneisenstein*, *Sumpferz*, *Morasterz*) in grösseren linsenförmigen oder knollig-schaligen Massen, oder in röhrenförmigen und anderen nachahmenden Gestalten, nicht selten in ausgedehnten, zusammenhängenden Lagern, von einigen Zoll bis mehreren Fuss Dicke, welche in verschiedenen Gegenden (Lausitz, Böhmen, Russland) als Eisenerze abgegraben und verschmolzen werden. In Schweden wird er aus dem Grunde kleiner See'n gefischt (*See-erz*). Der Limonit ist ein Gemenge von freiem, humussaurem und phosphorsaurem Eisenoxyd, Eisenoxydhydrat, Manganoxyd, Kieselerde und zufälligen anderen Bestandtheilen. Erdiges Eisenblau, theils als Anflug auf Torf, oder Limonit, oder in Nestern und dünnen Lagern scheint unter Mitwirkung der atmosphärischen Luft aus dem Limonit hervorzugehen. Der Limonit selbst ist vielleicht als durch Infusorien gebildet zu betrachten (75). — Auch Schwefeleisen, als Strahlkies, ist dem Torf nicht fremd, und aus seiner Zersetzung gehen vitriolhaltende Wasser oder Efflorescenzen hervor, die z. B. in Schlesien, hüttenmännisch benutzt werden.

Die Torfmasse saugt das Regenwasser ein wie ein Schwamm, und nach längerem Regen oder bei hohem Wasserstand der Ströme oder See'n der Umgegend, wird die tiefere Masse breiartig und flüssig. Für viele Moore ist dieser Zustand der gewöhnliche, und der Rasentorf bildet nur eine kaum über einen Fuss mächtige Decke über einem See von Torfwasser. In beiden Fällen brechen oft schwere Gegenstände durch diese Decke durch, und es erklärt sich hieraus das Vorkommen aufrecht stehender Baumstämme, oder der Ueberreste grösserer Thiere, auch alter Gebäude und Strassen im Grunde der Moore. — Steht die verborgene Wassermasse unter dem Druck höherer Wasser, wie es in unebenen Gegenden nicht selten vorkommen muss, so schwillt die filzartige Rasendecke auf wie eine Blase, die oft auch platzt und dem schwarzen Torfwasser einen Ausfluss gestattet. «Den 25. Juni 1821 spürte man zu Tulamoore in Irland eine starke Bewegung, auf mehrere Meilen weit schien das Innere der Erde in Aufruhr; die Erschütterung war von donnerähnlichem Getöse begleitet. Bei Kilnalady öffnete sich der Boden, und es ergoss sich ein mächtiger Strom von Torfwasser, der reissend weiter floss. Innerhalb einer Viertelstunde wurden 300 Acker Landes durch ihn verwüstet, Häuser, Bäume, Wälder fortgerissen, ein breiter und 7 Fuss hoher Damm vernichtet, beträchtliche Strecken der Bodendecke bis 20 Fuss weit fortgetragen» (v. Leonh. Taschb.). — Auf Morastsee'n entstehen auf ähnliche Weise schwimmende Inseln. Auf dem Gardauersee in Preussen schwamm vormals eine Insel, auf der hundert Stück Vieh weiden konnten (Link, phys. Erdb.).

Grössere Torfmoore bilden sich, wenn nicht ausschliesslich, doch vorzugsweise in höheren Breiten, und je nach ihrer Lage, durch welche meist auch eine eigenthümliche Torfvegetation hervorgerufen wird, unterscheidet man Meertorf, Marschtorf, Moortorf, Wiesentorf, Waldtorf, Seetorf, Bergtorf.

Der Meertorf erstreckt sich längs flachen Küsten als tiefere Fortsetzung des Marschtorfs und liegt bei mittlerem Wasserstande, oder selbst zur Zeit der Ebbe, unter dem Niveau des Meeres. An mehreren Stellen lässt seine Lage auf spätere Einsenkungen der Küste schliessen, an anderen ist sie zu erklären durch das Wegreissen der früher seine Bildung schützenden Dünen und durch Einbrüche

des Meeres in die Marsch. Die noch erkennbaren Pflanzen dieses Torfes sind Land- und Sumpfpflanzen; in der Grundlage oder in untergeordneten Thonlagern findet man Süsswasserconchylien. Häufig steht der Meertorf in Verbindung mit untermeerischen Wäldern, d. i. mit meilenweit ausgedehnten und viele Fuss mächtigen Anhäufungen von liegenden Baumstämmen, Wurzeln, Blättern und Früchten, die alle Uebergänge von wenig veränderten Holzarten in Braunkohle und Torf zeigen. Nicht selten sind diese Holzablagerungen von Sand und Schlamm bedeckt, und werden erst sichtbar, wenn stärkere Fluthen sie entblössen. Es zeigen sich diese untermeerischen Wälder an den Küsten von England und Schottland (Frith of Forth, Lincoln, Cheshire), an der Nordküste von Frankreich (Morlaix in Finisterre), an der Ostküste von Australien (Kurrur-Kurran) und anderwärts.

Der Marschtorf oder Martorf bildet sich in See'n und Sümpfen, die in den Niederungen zwischen den Dünen, oder im Marschlande selbst vorkommen. Die Veränderungen, denen an vielen Küsten die Dünen ausgesetzt sind, veranlassen einen entsprechenden Wechsel in der Beschaffenheit der in ihrer Umgebung entstehenden Sedimente: der Torf, mit Ueberresten von Sumpfpflanzen und Süsswasserconchylien, einem marinen Marschboden mit Meerconchylien aufgelagert, kann leicht und wiederholt mit Flugsand bedeckt werden, so dass Torf- und Sandlager abwechseln, oder die Zerstörung der Düne kann eine neue Bedeckung mit Meeresproducten herbeiführen; es kann auch an der einen Stelle die Torfmasse mit Sand überlagert werden, während in einiger Entfernung die Torfbildung ununterbrochen fortdauert. Unter dem Druck des aufliegenden Sandes erhält der Torf ein 4—5mal grösseres spec. Gewicht, und eine im gewöhnlichen Torf nicht erkennbare Stratification oder Schieferung, die von den Unterbrechungen der Vegetation, oder der horizontalen Lage beigemengter Blätter herrührt (Forchhammer).

Moortorf heisst die vorherrschende Torfart der Moore. Der zehnte Theil von Irland soll von Mooren eingenommen sein; sie bilden einen grossen Theil der Niederungen von Schottland und Schweden, und in der grossen norddeutschen Niederung, im nördlichen Holland, Ostfriesland, Oldenburg, Hannover, Preussen er-

scheinen sie überall in nicht übersehbarer Ausdehnung, wo das periodische Austreten der Flüsse, oder stagnirende Wasser ihrer Bildung günstig sind. Auch weiter östlich, in Lithauen und Polen, in dem russischen Flachland und in der sibirischen Niederung, so wie in dem grossen Flachlande von Canada und der Vereinigten Staaten, ist auf vielen Tausenden von Quadratmeilen die Torfbildung in beständigem Fortschreiten. — Die übrigen Torfarten treten weit beschränkter auf. Wiesentorf, Waldtorf und Seetorf stehen häufig mit Moortorf in Verbindung. Bergtorf bildet sich an sumpfigen Gehängen, oder in feuchten Gründen von Hochthälern, auf südlichen wie auf nördlichen Gebirgen; selbst auf Ceylon fand J. Davy, in einer Meereshöhe von ungefähr 6000 Fuss, torfartiges Erdreich (Ritter); in den Alpen ist Torfbildung eine sehr gewöhnliche Erscheinung auf allen Höhen, zu welchen die Vegetation ansteigt.

Literatur: De Luc, *lettres phys. et mor.* 1779, *V*: —, *Journ. de ph.* 1791; — *lettres à Blumenbach*, 1798; Cuvier, *révol. à la surf. du globe*, 1825; Riem, *Abhandl. vom Torfwesen*, 1794; Voigt, *Gesch. der Steinkohlen, Braunkohlen und des Torfes*, 1802; Eiselen, *Handb. des Torfwesens*, 1802; Rennie, *nat. hist. and origine of peat*, 1807; Macculloch, *Western Islands*, 1819, *I*; Brard, *Mineral. appl. aux arts* 1821, *I*; Lyell, *princ. II*; —, *elem.*; Wiegmann, *Entstehung und Wesen des Torfes*, 1837; Wäkerling, *über Torf, dessen Entstehung und Wiedererzeugung*, 1839.

79. Aeltere Kohlenbildungen.

Der Torf ist nicht die einzige Form, in welcher sich die Producte der Zerstörung vegetabilischer Substanzen als Sedimente, theils noch fortdauernd ablagern, theils in früherer Zeit abgelagert haben. Freier oder gehemmter Zutritt der atmosphärischen Luft, Trockenheit oder Feuchtigkeit des Bodens, periodische oder fortdauernde Wasserbedeckung, vielleicht auch Temperaturverhältnisse scheinen vorzugsweise auf den Gang und die Resultate der Verwesung einzufliessen.

Braunkohle.

Dem frischen Holze am nächsten steht die Braunkohle oder der Lignit, wozu auch die nicht in Torf übergegangenen Holzmassen gezählt werden können, die sich im Grunde der Meere, oder als submarine Ablagerungen finden. Die Braunkohle erscheint in mehrfachen Abänderungen, als bituminöses oder fossiles Holz, hell bis dunkelbraun, mit

deutlicher Holzstructur; als Pechkohle (*Gagat*, *Jayet*), schwarz, glänzend, mit ausgezeichnet muschligem, oder ebenem Bruch; als erdige Braunkohle, gelblich bis schwärzlich braun, zerreiblich und abfärbend; als Papierkohle, dünnschiefrig, schwärzlich braun. Die Bildung scheint grösstentheils als eine Verwesung der Pflanzen- und Holzfaser bei geringem oder fast ganz ausgeschlossenem Zutritt atmosphärischer Luft betrachtet werden zu müssen; Wurzeln und Holzstücke, die in feuchtem Sand und Sandstein eingeschlossen sind, Baumstämme und ganze Wälder, oder auch Blätter, Gräser, Rohre, Früchte, die von Kies-, Sand- und Schlammmassen bedeckt werden, gehen in Braunkohlesubstanz über und erscheinen auch meist wie unter starkem Druck zerquetscht und platt gedruckt. Mehrere Papier- oder Blätterkohlen erscheinen unter dem Mikroskop zum Theil aus Kieselschalen von Infusorien zusammengesetzt, die durch Bitumen verbunden sind, so der Dysodil von Mellili in Sicilien; in anderen erkennt man einen starken Gehalt von Fichtenpollen (Ehrenb.). — Die Braunkohle verbrennt meist mit Flamme und Aufblähen, unter bituminösem Geruch, und hinterlässt eine beträchtliche Asche. Die Zusammensetzung ist, je nachdem die Umwandlung mehr oder weniger fortgeschritten ist, ungleich, zeigt aber stets, mit derjenigen der Holzfaser verglichen, eine Verminderung des Sauerstoffgehaltes und die Entstehung bituminöser Verbindungen von Kohlenstoff und Wasserstoff. Die Braunkohle von Uznach (Cant. St. Gallen) lässt sich, wenn man die Asche und einen geringen Stickstoffgehalt nicht berücksichtigt, darstellen durch die Formel C_{100} H_{122} O_{48}, diejenige des Meissner, durch C_{100} H_{81} O_{23}, diejenige der Provence durch C_{100} H_{86} O_{21}. — Ausgedehnte und oft sehr mächtige Lager von Braunkohle sind besonders den jüngeren oder weniger umgewandelten Formationen untergeordnet. — Auf Island sind mehrere Fuss mächtige Lager von bituminösem Holz (*Suturbrand*) mit Schichten von Sandstein und Thon den alt-vulcanischen Trappbildungen eingelagert; am Meissner wird die gemeine Braunkohle von Basalt bedeckt, zu Uznach von älterem Kies und Sand; die Pechkohle in der Schweiz (S. Martin, Käpfnach), wird meist von bituminösem Kalk und Thon mit Land- und Süsswasserconchylien begleitet, und so auch diejenige der Provence (Fuveau).

Steinkohle.

Dieselbe schliesst sich nahe an die Pechkohle an. Sie ist schwarz, wenig glänzend, bis stark und fast metallartig glänzend, dicht, mit vielen Spalten und muschligem Bruch, auch schiefrig, oder erdig. Als Abänderungen unterscheidet man Kennelkohle, dicht, mit grossmuschligem Bruch, schwarz, fettglänzend; Grobkohle, mit unebenem Bruch, schwarz, glänzend; Schieferkohle, mit schiefriger Absonderung und unvollkommen muschligem Querbruch; Russkohle, zerreiblich bis erdig, matt-

— Die Steinkohle brennt mit eigenthümlichem, von dem der Braunkohle verschiedenem Geruch; mehrere Arten, die mit starker und weisser Flamme brennen, blähen sich auf, werden halbflüssig und backend; andere brennen mit schwacher und blauer Flamme, ohne sich aufzublähen, ein Unterschied, welcher die Trennung der Steinkohlen in fette und magere begründet. Nach dieser ersten Verbrennung mit Flamme bleibt eine eisenschwarze, firnisartig glänzende, sehr poröse oder schwammige und leichte Kohle (*coak*), die ohne Flamme und Geruch brennt, wie gewöhnliche Holzkohle, und eine Asche erdiger Substanzen hinterlässt. — Der Kohlenstoff ist in den Steinkohlen noch stärker vorherrschend, als in den Braunkohlen, und die Zusammensetzung kann (nach den Analysen von Régnault), im Mittel dargestellt werden durch die Formel C_{100} H_{77} O_7; es lässt sich die Steinkohle als eine Verbindung von reiner Kohle mit einem leichter brennbaren Bitumen betrachten. Dass aber, wo nicht alle, doch die grosse Mehrzahl der Steinkohlen vegetabilischen Ursprungs seien, ist nicht zu bezweifeln. Nicht nur kommen in den Steinkohlenlagern noch erkennbare, obgleich in Steinkohlensubstanz umgewandelte Holzstämme, Blätter und Früchte vor, sondern die vergleichende mikroskopische Untersuchung beweist (nach Link und Unger) die Uebereinstimmung vieler Steinkohlen (Newcastle, Bridgewater, S. Etienne) mit Torf, diejenige anderer Steinkohlen (Quedlinburg, Deister) mit dem Holz von Coniferen. Es erscheint demnach diese Substanz nur als eine noch höhere Stufe des langsam fortschreitenden Verkohlungsprocesses, der den Sauerstoff und allmählig auch den Wasserstoff aus den verwesenden organischen Verbindungen abscheidet und wegführt. — Man findet die Steinkohle nur in älteren Formationen, besonders in Sandstein- und Thonbildungen. Sie erscheint darin öfters in weit ausgedehnten, aber meist nur wenige Fuss bis wenige Linien dicken Lagern, die mit Lagern von Schieferthon abwechseln, so dass zuweilen 100 und mehr Lager von Steinkohle, jedes durch Schieferthon von den übrigen getrennt, auf einander folgen, als ob periodisch die Ablagerung von Pflanzenstoffen mit Schlammablagerungen gewechselt hätte, wie es etwa in unseren See'n bei der Wiederkehr der Jahreszeiten, oder am Meeresstrand durch den Wechsel der Ebbe und Fluth, der Winde und Strömungen geschehen mag. — Gewöhnlich stehen die Ablagerungen von Steinkohle in enger Verbindung mit sehr ausgedehnten und reichen Eisenerzen, welche an die Sumpferze der Torfmoore erinnern (England, Wales, Niederlande, S. Etienne, Schlesien). Das Erz ist Sphärosiderit, oder thoniges kohlensaures Eisenoxydul, und erscheint in Lagern, oder rundlichen Knauern dem Steinkohlengebirge untergeordnet.

Anthracit.

Eine noch höhere Stufe von Verkohlung zeigt der Anthracit, oder die Glanzkohle (*stone-coal*). Die Farbe ist eisenschwarz oder grau mit

Neigung zu Metallglanz, der Bruch uneben oder muschlig, der Zusammenhalt der Theile oft so schwach, dass die Stücke stark abfärben und aus einem Aggregat äusserst kleiner Blättchen zu bestehen scheinen. Der Anthracit brennt nur in stark unterhaltenem Feuer, ohne zu backen, ohne Rauch und Geruch, mit kurzer heller Flamme, und sein Rückstand hat dieselbe Grösse, wie das unverbrannte Stück; es bleibt sogar, wenn die Stücke nicht sehr klein sind, der Kern stets unverändert. Nach den Analysen von Régnault ergibt sich für den Anthracit die Formel $C_{100} H_{46} O_2$, so dass, auf 100 Gewichtstheile berechnet, Wasserstoff und Sauerstoff nur noch in wenigen Procenttheilen erscheinen, und der Anthracit beinahe als reine Kohle betrachtet werden kann. Es ist an dem Anthracit auch durch künstliche Mittel keine Spur eines vegetabilischen Ursprungs zu entdecken; dass ihm jedoch diese Entstehung zugeschrieben werden müsse, ergibt sich aus dem Vorkommen vegetabilischer Ueberreste (Farrenkrautabdrücken) in den Schiefern, die ihn begleiten, aus der Analogie seiner Zusammensetzung und seiner geologischen Verhältnisse mit denjenigen der Steinkohle, und aus der Thatsache, dass Steinkohlelager öfters Nester von Anthracit enthalten, oder im Fortstreichen in Anthracit übergehen. — In selbständigen, oft weit ausgedehnten und mächtigen Lagern oder Stöcken erscheint der Anthracit vorzüglich in einem Theile der Alpen, wo diese aus der Meridianrichtung sich mehr in ein Streichen von West nach Ost umbiegen (Dauphiné, Savoyen, Wallis); er ist daselbst Felsarten untergeordnet, die selbst auch, als krystallinisch schiefrige, in der neptunischen Formationsfolge als Anomalie'n erscheinen.

Literatur: Voigt, *Gesch. der Steinkohle, Braunkohle und des Torfs*, 1802; Brard, *minéral. appl. aux arts*, 1821, *I*; Karsten, *Untersuchungen über die kohligen Substanzen des Mineralreichs*, 1826; Richardson, *Analyse engl. Steinkohlen, Ann. der Pharm. XXIII*; Regnault, *sur les combustibles minéraux, A. d. M.* 1837; Liebig, *organ. Chemie*, 1843; Nicol, *über die Structur des fossilen Holzes*, versch. *Abh.* in *Edinb. n. ph. J.* 1831 u. f.; Witham, *the internal structure of fossil veget.*, 1833, Link, *Unters. der Steink. und Lignite, Berl. Akad.* > *Instit.* 1839; Unger, *Chloris protogœa, Beiträge zur Flora der Vorwelt*, 1841.

---

80. Eisfelder.

So wie bei höherem spec. Gewicht die in einer Wassermenge enthaltenen Substanzen auf dem Grunde sich absetzen, so wird umgekehrt das leichtere Eis vom Wasser getragen und bildet auf seiner Oberfläche zusammenhängende, starre Lagermassen, Eisdecken und Eisfelder. Aus gleicher Ursache erhalten Eismassen,

die sich auf dem Grunde von Strömen erzeugen, d. h. Massen von Grundeis, um so grössere Steigkraft, je mehr sie an Umfang zunehmen, bis sie zuletzt sich losreissen, meist mit an ihrer unteren Fläche angefrorenem Geschiebe und Sand, in die Höhe steigen und an der Oberfläche als Treibeis erscheinen.

Das Eis, das sich auf See'n und Flüssen bildet, ist rein und durchsichtig, in dickeren Massen blaulich-grün, oft vollkommen dicht, zuweilen auch kleine Luftblasen einschliessend. Seine Cohäsion ist so beträchtlich, dass auf dem Wasser ruhende Eisdecken von weniger als 1 Zoll Dicke einen Menschen tragen, und dass über noch nicht 1 Fuss dickes Eis Lastwagen fahren können. Das spec. Gewicht dieses Eises kann (Horner *im n. Gehler*) zu 0,95 angenommen werden. — Die Mächtigkeit der Eisdecken wächst von unten her durch tieferes Eindringen des Frostes, von oben durch niederfallende und anfrierende Hydrometeore, und diese obere Masse, zum Theil aus zusammen geschmolzenem Schnee und Riesel bestehend, unterscheidet sich von der tieferen durch geringere Durchsichtigkeit, weisse Farbe, grössere Zahl von Luftblasen und geringere Zähigkeit. Bei Petersburg steigt die Mächtigkeit der Eisdecke der Newa auf $1\frac{1}{2}$ bis 2 Ellen (Kohl).

In den Polarmeeren geht gewöhnlich, wie auf See'n und Flüssen, das Zufrieren von der Küste aus, und Meerengen, Canäle und Buchten frieren daher leichter zu als die freie Meeresfläche. Es können aber auch auf offenem Meere Eisfelder entstehen, und selbst Wellen vermögen, bei starkem Frost, ihre Bildung nicht zu verhindern (Scoresby). Zuerst wird durch eine grosse Menge von Eiskrystallen das Wasser wie in Schlamm (*Sludge*) verwandelt, diese Krystalle verbinden sich zu runden Scheiben (*Pancakes* der engl. Wallfischjäger), die an Grösse zunehmen bis zum Umfang mehrerer Klafter, und aus ihnen entstehen die Treibeistafeln (*Floes*), aus deren Vereinigung die nicht mehr übersehbaren, aus noch getrennten oder zusammenschliessenden Stücken bestehenden Eisfelder (*Packs*) hervorgehen. Die Eisfelder an der Küste von Grönland haben 4—6 Fuss Höhe über dem Wasser und etwa 20 Fuss Tiefe unter demselben, und man trifft auf frei herumtreibende Massen, die 25 geogr. Meilen Länge und etwa halbe Breite haben (Scoresby). In den Meeren von Boothia fand Ross die Dicke des

Eises nur 10 bis 11 Fuss stark. In höheren Breiten hemmen Eisfelder von unbekannt grosser Ausdehnung jedes Vordringen der Schiffe, die ihren durch die Brandung steil abgebrochenen Rand (*la banquise*) Hunderte von Seemeilen weit verfolgt haben. Die Oberfläche der Eisfelder ist meist rauh und ungleich, im Grossen aber zum Theil vollkommen eben, so dass das Auge nach keiner Richtung hin eine merkliche Erhebung wahrnimmt; nicht selten aber wird diese Einförmigkeit unterbrochen durch Höhenzüge oder vereinzelte Hügelmassen, die eine Höhe von 100 Fuss und darüber erreichen (*Hummocks* der Engländer, *Torossen* des Sibirischen Eismeeres); dieselben bestehen aus grösseren, mehrere Fuss dicken Eisschollen, die wahrscheinlich bei heftiger Meeresbewegung aus der Zertrümmerung einzelner Stellen der Eisfelder hervorgiengen, durch die hoch aufspritzenden Wogen aufgethürmt und durch den Frost zusammengekittet wurden.

Bei ruhigem Gefrieren scheidet sich der Salzgehalt des Meerwassers ganz oder grösstentheils ab, und das Eis ist, wie dasjenige von Süsswassersee'n, ohne Salzgeschmack, dicht und hart, vollkommen durchsichtig, blaulich-grün; nicht selten wird die Durchsichtigkeit getrübt durch eine Menge runder oder birnförmiger Luftbläschen, die meist schichtweise vertheilt sind. Das spec. Gewicht fand Scoresby im Verhältniss zum Seewasser $= 0{,}894$, so dass der eingesenkte Theil frei schwimmender Massen nahezu das achtfache Volumen des über das Wasser herausstehenden haben muss.

Literatur: Scoresby, *account of the arctic regions*, 1820, 2 *V*; —, *Reise auf den Wallfischfang*, 1826; v. Wrangel, *Reise längs der Nordküste von Sibirien*, 1839; —, *physik. Beob. herausg. v. Parrot*, 1827; die Reisen von Parry, Ross, Wedell, d'Urville u. a.

81. Schneebildungen.

Die Schneedecke, welche in der kälteren Jahreszeit einen grossen Theil des Erdbodens und die Eisfelder der Polarzonen überlagert, verschwindet unter dem Einfluss des Sommers, der warmen Regen und Winde und der wieder über 0 steigenden Temperatur des Bodens. Nur auf Gebirgen, und in den höchsten Breiten der Polargegenden vielleicht auch im Niveau des Meeres,

finden wir eine niemals wegschmelzende Schneedecke. Die untere Grenze dieses immerwährenden Schnee's heisst die Schneelinie oder Firnlinie. Ihre Höhe über dem Meeresniveau hängt ab von der Wärme der Sommer und ist dem Wechsel unterworfen wie diese; auch örtliche Verhältnisse, Aussetzung gegen die Sonne, Gebirgs- und Thalbildung, Beschaffenheit des Bodens, haben grossen Einfluss auf dieselbe.

Je nach der Beschaffenheit der gefallenen Schneetheile, der Temperatur und dem hygrometrischen Zustande der Atmosphäre ist, in allen Höhen und Breiten, die Schneemasse, bald trocken aber plastisch, so dass sie sich ballt und Eindrücke annimmt, bald feinem trockenem Sand oder vulcanischer Asche ähnlich, bald nass bis zum Halbflüssigen, bald kleinkörnig, wie aus Riesel- oder Hagelkörnern entstanden, bald oberflächlich oder durch die ganze Masse fest gefroren. Von dieser Beschaffenheit hängt, theils die Dicke des Schnee's ab, indem er sich je nach derselben mehr oder weniger zusammenpresst, theils die Neigung, unter welcher auf schiefen Flächen eine Schneedecke sich zu halten vermag. Das Verhältniss der Dichtigkeit des Wassers zu derjenigen des Schnee's, oder der Höhe einer Schneemasse zu derjenigen der aus ihrer Schmelzung hervorgehenden Wassermasse von gleicher Grundfläche verhält sich im Maximum wie 18,1 : 1, im Minimum wie 2,8 : 1, im Mittel wie 9,0658 : 1 (Quételet). Elie de Beaumont setzt das Maximum der Neigung, bei welcher eine Schneedecke, ohne gefroren oder stark gepresst zu sein, dem Rutschen widersteht, auf 30°; da indess von ganz lockerem und trockenem Schnee bis zu fest gebackenem oder gefrorenem, der, als ein starres Ganzes, verticale und selbst überhängende Abstürze bilden kann, alle möglichen Uebergänge statt finden können, so wird es kaum möglich sein, für jenes Maximum irgend einen Winkel anzunehmen. Um den Mont-Blanc zu besteigen sind Schneelehnen von 34° zu überschreiten (de Sauss.); am Col de Géant schätzte Elie de B. die Neigung der Schneelehnen auf 45 bis 50°; dieselbe Neigung schienen uns (Forbes und mir) Schneelehnen zu haben, die sich über den Col de Fenêtre, im Hintergrund des Bagnethales, erheben.

Die Dicke der Schneemassen in Hochgebirgen scheint im Allgemeinen mit steigender Höhe zuzunehmen; nächstdem übt die Aussetzung gegen den Wind den stärksten Einfluss aus, indem auf freien Höhen die Schneestürme (das Guxen, *les tourmentes*) oft mächtige Massen von Schnee aufwühlen, fortführen und an geschützten Stellen wieder aufthürmen. Dennoch beträgt auf den höchsten Plateaux, wo der Wind freien Zutritt hat, die Dicke oft mehrere hundert Fuss; Saussure schätzt die Dicke der Schneemasse, die den Gipfel des Mont-Blanc bedeckt, auf 200 Fuss, Hodgson diejenige der Schneewand, unter welcher der Ganges hervorquillt, auf 300 Fuss.

In den Alpen wie auf dem Himalaja zeigen die Schneemassen deutliche Schichtung, als Folge längerer Unterbrechungen der Schneefälle und inzwischen vorgegangener Veränderungen der früheren Schneefläche durch Frost, Schmelzung oder Verunreinigung. Die Schichten haben mehrere Fuss bis mehrere Klafter Dicke und liegen der Grundfläche parallel. Da die Dicke der Schneemasse auf den Gebirgen innerhalb gewisser Grenzen bleibt, so muss die jährliche Zunahme derselben durch den auffallenden Schnee compensirt werden durch eine ungefähr gleich grosse Abnahme. Diese Abnahme kann aber nicht, wie unterhalb der Schneelinie, allein durch das Abschmelzen oder die Verdampfung der jährlich auf die Oberfläche fallenden Schneemasse erfolgen, da die Stratification beweist, dass ein Theil dieser Masse zurückbleibt, sondern in gleichem Verhältniss als in der Höhe sich neue Schichten auflagern, müssen die untersten Schichten sich zerstören und als Wasser abfliessen. Diese Zerstörung kann aber kaum auf anderem Wege, als durch die nach der Tiefe dringenden Schmelz- und Regenwasser erfolgen, und diesem Process nebst dem Druck schreibt auch de Saussure es zu, dass die Dicke der Straten immer geringer wird, je tiefer sie liegen. — Die Schnee- oder Firnmassen der Hochalpen sind nicht selten, wie die Gletscher, vertical zerspalten in Folge der Unebenheit ihrer Grundlage. Diese Spalten sind zuweilen über 100 Fuss breit und von grosser Tiefe, so dass sie dem Ersteigen hoher Gipfel unüberwindliche Hindernisse entgegensetzen. An ihren steilen, oft verticalen Wänden zeigt sich gewöhnlich die Schichtung des Schnee's vorzüglich

deutlich. Eine bald grössere, bald nur durch die Einsenkung des tieferen Randes angezeigte Spalte, der Bergschrund, findet sich stets da, wo die Firndecke an die höchsten Felsgräthe oder Schneedecken angrenzt.

Fest gefrorene Schneedecken, die über ihre Unterlage hinabgleiten, theilen sich in rechteckige oder würflichte Trümmer *(seracs)*, die 10 bis 50 Fuss Seite haben können und oft aus mehreren Schichten bestehen. An einem dieser Würfel fand DE SAUSSURE die unterste Schicht in weisses, durchscheinendes, sehr hartes Eis mit kleinen Luftblasen übergegangen, während die oberste noch aus gewöhnlichem Schnee bestand.

Grössere Schneelasten, die über Gebirgsabhänge oder steile Felswände herabstürzen, bilden am Fuss derselben secundäre Ablagerungen, die gewöhnlich als Halbkegel erscheinen und Lauwinen (*avalanches*) heissen; Staublauwinen, wenn die Masse mehr fällt als rutscht und im Fallen zum Theil zerstäubt; Grundlauwinen, wenn sie einem Schuttstrome ähnlich längs dem Abhange herabgleitet. Die Staublauwinen entstehen gewöhnlich nach reichlichen Schneefällen, wenn die an steilen Gehängen durch Adhäsion haftenden Schneelasten sich plötzlich losreissen; die Grundlauwinen, wenn im Frühjahr steile Schneedecken, die der Frost an ihrer Grundlage fest hielt, sich von dieser lostrennen. Beide Arten von Lauwinen, aber besonders die letzte, sind oft an bestimmte Oertlichkeiten gebunden; das Bett, durch das sie fallen, heisst ein Lauizug. Durch den Fall presst sich die Schneemasse so stark, dass die Kegel der Lauwine zuweilen sehr steile Böschungen erhalten, die 45° übersteigen können; in vielen Fällen kommen aber auch sehr geringe Neigungen vor, und der feste Schnee bildet im Sommer noch Brücken über Wildbäche, die man mit Sicherheit überschreitet, obgleich die Dicke kaum einige Fuss betragen mag. Oefters ist es nicht Schnee allein, der die Lauwinen bildet: durch den Stoss und die Last seiner Masse, oder den Druck des durch den Fall erzeugten Windes werden Bäume entwurzelt oder gebrochen, ältere Schutthalden weggerissen und grosse Massen von Trümmern jeder Art fortgewälzt und in der Tiefe des Lauizuges angehäuft, wo sie als Schuttkegel liegen bleiben.

Literatur: DE SAUSSURE, *voyages dans les alpes;* HUGI, *Alpenreise;* AGASSIZ, *glaciers* und *ascens. de la Jungfrau* in *Bibl. univ.* 1841; DESOR, *in Bibl. univ.* 1843; — dieReisen von SCORESBY, ROSS, PARRY, WRANGEL u. s. w. — MUNCKE, Art. *Schnee* im *neuen Gehler;* ELIE DE BEAUMONT, *rech. sur le mont Etna*, 1838; — EBEL, *Anleitung*, Art. *Lauwinen;* WYSS, *Reise ins Berner-Oberland*, 1817.

82. Verbreitung der Gletscher.

Die Gletscher erreichen in den Polargegenden ihre grösste Entwicklung. Mächtige Gletscher erfüllen die Thäler, die sich von den Gebirgen Grönlands an die Küsten der Baffinsbay erstrecken, und zuweilen sieht man sie meilenweit über die Küste hinaus vordringen; der verticale vordere Absturz dieser Gletscher soll eine Höhe von nahe an 1000 Fuss erreichen (Ross). — Das innere Island ist bedeckt mit Gletschern, die zum Theil durch Zerspaltung und lebhafte blaue Farbe des Eises (Svinafells-Jökull und Hölaar-Jökull) hohe Schönheit haben. — Der Gletscher von Jan Mayen ist einem gefrorenen Wasserfall ähnlich. — Auf Spitzbergen hat der längste Gletscher (zu Bell-Sound) 10 Meilen (1 Meile = 1852 Meter) Länge und $3\frac{1}{3}$ Meilen Breite, die anderen sind nicht nur absolut, sondern auch im Verhältniss zur Breite kürzer; der Absturz der Gletscher gegen das Meer ist stets vertical, 100 bis 360 Fuss hoch, und das Eis des über die Küste hinaus vordringenden Gletschers liegt auf dem Wasser, so dass zur Zeit der Ebbe zwischen dem Eis und dem Meere ein Raum von einigen Fuss bleibt; die Neigung der Oberfläche beträgt 10^0—20^0.— Norwegen trägt Gletscher in der Umgebung des Snöhättan und Dovrefield, und im 67^0 der Breite erstrecken sich die vom Sulitelma herabsteigenden bis an die Küste. — Auch Nowaja-Semlia hat Gletscher, von denen einige mit Erde bedeckt sind.

Im südlichen Polarmeere wurde J. Ross im 78^0 der Breite an weiterem Vordringen verhindert durch eine 150 Fuss hohe vertical abgebrochene Eiswand, deren Gletschermasse von einer hohen Gebirgskette sich an's Meer herab zog; das Senkblei zeigte in geringer Entfernung vom Eise 2000 Fuss Meerestiefe, und das Schiff verfolgte diese Eiswand 300 Seemeilen weit (die Entfernung von Lübeck nach Königsberg), ohne eine Unterbrechung derselben zu finden.

In den gemässigten Zonen steigen nur an der Südspitze von Amerika und auf den näher gelegenen Inseln die Gletscher bis an die Küste herab. So auf Süd-Georgia (Cook) und auf Feuerland (Darwin), in Breiten, die denjenigen von Mittel-England entsprechen. Auf der Westküste von Patagonien erreichen die Gletscher noch in 46°,40′ (die Breite von Interlaken) die Meeresküste. — In der nördlichen Halbkugel finden wir, ausserhalb der Polarzone, die Gletscher nur im höheren Gebirgsland, und auch hier bedarf es besonderer klimatischer Verhältnisse, wenn die Schneefelder sich zu Gletschern ausbilden sollen. Der Altai trägt keine Gletscher, und auch dem Himalaja scheinen sie bis auf schwache Spuren zu fehlen; aber zwischen beiden Gebirgssystemen führt die Strasse über den Thian-Shan, von Aksu nach Ili, durch das Gletscherrevier des Mussar-dagh, und noch mehr südlich liegen am Kuenlun die grossen Baltügletscher (Ritter). — Auch die höheren Theile des Kaukasus tragen ausgedehnte, zum Theil sehr zerspaltene Gletschermassen (n. Klaproth, Engelhardt und Parrot; Kupffer spricht nur von Schnee). Am Ararat scheint mehr fest gefrorener Schnee, worin freilich die Stufen mit der Axt eingehauen werden müssen, als wahres Gletschereis vorzukommen (Parrot).

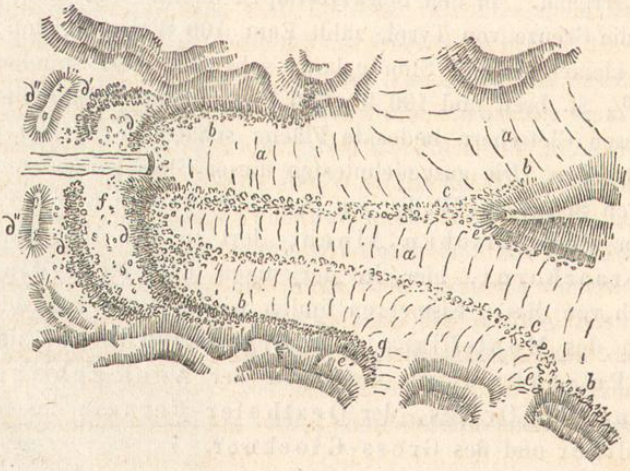
Die grösste Entwicklung und Mannigfaltigkeit haben die Gletscher, innerhalb der gemässigten Zone, im Gebirgssysteme der Alpen erreicht. In den Schweizeralpen allein, vom Mont-Blanc bis an die Grenze von Tyrol, zählt Ebel 400 Gletscher, von denen wenige kleiner als eine Stunde lang, sehr viele 6—7 Stunden lang, ½ bis ¾ St. breit und 100 bis 600 Fuss mächtig sind; die ganze von diesen Gletschern bedeckte Fläche schätzt er auf 50 geogr. Quadratmeilen. Die ausgedehntesten dieser Gletscherreviere liegen zu beiden Seiten des Wallis, auf den Gebirgen der Berneralpen und der Penninischen Alpen, dort in der Umgebung des Finsteraarhorns, hier in derjenigen der Dent-Blanche. Westlich von diesen Eismeeren finden wir die grösseren Gletschergruppen des Mont-Blanc, der Grandes-Rousses und des Mont-Pelvoux; östlich diejenigen der Adulagebirge, des Bernina, des Ortles, der Oezthaler-Ferner, des Gross-Venediger und des Gross-Glockner.

In den Pyrenäen kommen kleine Gletscher in der Umgebung der grössten Massenerhebung vor, an der Maladetta, der Montagne d'Oo, dem Mont-perdu, Marboré und Vignemale.

Literatur; Olavsen und Povelsen, *Reise nach Island*, 1774; Scoresby, *account of the arctic regions*, 1820; —, *excursion upon the island of Jan Mayen*, *Edinb. ph. J.* 1827; *Voyage en Islande et au Grönland de la* Recherche; Latta, *on the glaciers of Spitzbergen*, *Edinb. n. ph. J.* 1827; Keilhau, *Reise in Ost- und West-Finnmarken*, 1831; Martins, *les glaciers du Spitzberg*, *Bibl. univ.* 1840; L. v. Buch, *Reise nach Norwegen*, 1810; —, *über die Grenzen des ewigen Schnee's im Norden*, *Gilb. Ann.* 1812; Naumann, *Ausflüge in die norwegischen Schneegefilde*, *Leonh. Taschenb.* 1823; Wahlenberg, *Höhe und Temperatur der lappländ. Alpen*, 1812. — Darwin, *res. in Geol. and nat. hist.* 1840. — Ritter, *Erdkunde II*; Klaproth, *Reise nach dem Kaukasus*, 1812; Engelhardt und Parrot, *Reise in den Kaukasus*, 1815; Kupffer, *Reise nach dem höchsten Gipfel des Kaukasus*, *Ann. de Ch.* 1829; Parrot, *Reise zum Ararat*, 1834 — Gruner, *die Eisgeb. des Schweizerl.* 1760; Bourrit, *les alpes pennines et rhétiennes*, 1781; Coxe, *lettres s. l. Suisse trad. p.* Ramond, 1782; de Saussure, *voyages dans les alpes*; Ebel, *Anl. die Schweiz zu bereisen*, 1809; Walcher, *von den Eisbergen in Tyrol*, 1773; Spitaler, *Ersteigung des Gross-Venediger*, 1843; — Ramond, *obs. d. l. Pyrenées*, 1789.

83. Gletscherbildungen.

Der Gebirgsschutt und die Felsblöcke, die an einzelnen Stellen von den zur Seite sich erhebenden Felswänden auf den Gletscher *a* fallen, werden von diesem weiter geführt, und es entstehen hiedurch zwei Schuttwälle oder Gandecken (*moraines*) *b*, die von dem obersten Felssturz jeder Thalseite hinweg den Gletscher nach seiner ganzen Länge abwärts begleiten. Bedeckt der Gletscher die ganze



Thalbreite, so liegen diese Wälle zu beiden Seiten auf der Eisfläche, bald an die Thalwand sich anlehnend, bald mit dieser ein Thälchen bildend. Wird aber der Gletscher durch stärkeres Abschmelzen schmäler, so zieht er sich unter diesen Gandecken weg, der Schutt fällt auf den Seitenabfall des Gletschers und auf den Thalgrund oder den Gebirgsabhang, oder er bleibt neben dem Gletscher zurück, als ein flacher, sowohl von dem Gebirgsabhang, als von dem Gletscher getrennter Schuttwall. Bei neuem Anwachsen endlich des Eises schiebt der Gletscher die Gandeck wieder der Thalwand zu, dringt in die Zwischenräume der Blöcke und dient ihnen als Cement, oder presst sie an steilen Felswänden in die Höhe und thürmt sie von neuem über seinen Rand auf.

An der Ecke *c*, wo zwei Gletscher sich vereinigen, oder ein Seitengletscher in den Hauptgletscher ausmündet, vereinigen sich auch ihre Seitengandecken. Fällt z. B. der Gletscher auf der linken Seite ein, so wird seine linke Gandecke *g* zur linkseitigen Gandeck der vereinigten Gletscher, seine rechtseitige Gandeck aber verbindet sich mit der früheren linken des Hauptgletschers, und beide zusammen bilden nun einen Wall, der auf der oberen Fläche des Gletschers, von beiden Thalwänden entfernt, mit seiner Eisgrundlage vorwärts rückt, eine Mittelgandecke *c*, im Gegensatz der zwei Seitengandecken *b*, oder eine Guferlinie (der Gufer heisst Felsschutt). Viele Gletscher sind frei von Guferlinien; auf anderen, die einen weiten Lauf haben, zählt man deren mehrere. Es hat der Vieschergletscher nur eine, aber eine sehr ausgezeichnete Mittelmoraine, die allen Krümmungen seines viele Stunden langen Laufes folgt; der Gornergletscher hat vier, der Zinalgletscher im Einfischthal sechs, der Aargletscher wohl eben so viele Guferlinien). — Mit Ausnahme dieser Mittelgandecken ist die Oberfläche vieler Gletscher fast rein von Schutt, andere dagegen, deren Hintergrund von leicht zertrümmerten Felsen überragt wird, oder über die sich, bei starkem Schmelzen des Schnee's oder zerstörenden Gewitterregen, Schlammströme ergiessen, sind mit Felstrümmern oder Schlamm so dicht bedeckt, dass das Eis nur an einzelnen Stellen hervortritt.

Aller Schutt auf der Oberfläche, der mit seiner Grundlage den Vorderrand des Gletschers erreicht, fällt an diesem, wenn die

Grundlage wegschmilzt, hinunter und häuft sich zu einem Trümmergebirge, die Endgandecke *d*, an, die den ganzen vorderen Abfall des Gletschers bedeckt und sich von einer Seitengandecke zur anderen erstreckt. Das Zurückgehen oder Anwachsen des Gletschers übt auf die Endgandecke einen ähnlichen Einfluss aus, wie auf die Seitengandecken, nur wird derselbe nicht wie bei diesen durch den Widerstand der Seitenwände des Thales beschränkt. Geht die Eismasse durch stärkeres Abschmelzen zurück, so lässt sie alle an ihrem Vorderrand aufgehäuften Trümmer liegen und diese bilden einen freistehenden Wall, der in einem gegen den Thalausgang convexen Bogen den vom Gletscher verlassenen Thalboden, den Gletscherboden *f*, umschliesst. Bei continuirlichem Zurückweichen des Gletschers fallen alle inzwischen an den Vorderrand gelangten Trümmer auf den eben verlassenen Gletscherboden; wird aber das Zurückgehen durch Perioden unterbrochen, in denen der Gletscher stationär bleibt, so bilden sich während dieser Perioden neue Endgandecken, und es können daher zuweilen mehrere concentrische Wälle *d'*, *d''* sich um den Vorderrand des Gletschers herumziehen, die um so älterer Entstehung sind, je weiter sie vom Gletscher entfernt liegen. Tritt aber nun wieder eine Periode des Vorrückens ein, so stösst die Eismasse, sowohl alle beweglichen Massen des Gletschergrundes, als die verschiedenen Endgandecken vor sich her und häuft sie zu einem neuen Trümmerwall an, auf dessen breitem Rücken sich zuweilen noch in concentrischen Depressionen die ursprüngliche Trennung der zusammengeschobenen Gandecken erkennen lässt, der aber auch für sich eine ungetrennte hohe Gandecke bilden kann.

Die Höhe und Masse der Gandecken und Guferlinien ist sehr ungleich. Viele Gletscher, besonders kleinere, zeigen keine oder nur schwache Spuren dieser Bildungen; bei anderen ist der Randabfall nur mit Erde und Schlamm oder leichtem Kies verunreinigt; auch auf grossen Gletschern bestehen zuweilen einzelne Guferlinien nur aus Schlamm- und oft unterbrochenen Kiesstreifen. Wo aber das umstehende Gebirge mehr Trümmer liefert, steigt die Höhe der Wälle auf 50 bis 100 Fuss über ihre Grundlage, und einzelne Blöcke für sich haben Hausgrösse und viele tausend Cubicfuss Inhalt. Die Bildungsweise der Endgandecken bringt es mit sich,

dass sie an Mächtigkeit die Seitenmorainen meist bedeutend übertreffen. — Die Böschung der Wälle hängt ab von der Grösse der Trümmer und der letzten Bewegung, die sie erlitten haben; sie ist nicht selten so beträchtlich, dass man die Gandeck nur mit Mühe erklimmt, indem man mit den Händen sich an den höheren Blöcken festhält. Schichtung und jede Spur von Structur fehlt, die grössten Blöcke, kleinerer Kies und Schlamm liegen ohne Ordnung durch einander, oft auch an der einen Stelle nur ein Haufwerk colossaler Felsmassen, an anderen desselben Walles nur kleinere Trümmer. Nur in niedrigen Mittelmorainen bemerkt man zuweilen (Aargletscher) eine Anlage zu regelmässiger Stellung, indem die flachen Trümmer zum Theil in die verticalen Längenspalten einsinken, darin einfrieren und ihre schmale Seite nach oben kehren, so dass einzelne Stellen wie ein künstliches Pflaster vertical an einander gereihter Schieferstücke aussehen.

Die Endgandecke enthält eine Sammlung aller Felsarten, die in der ganzen Ausdehnung des Gletschers und seiner Zuflüsse auf die Eisdecke fallen, und die Mannigfaltigkeit dieser Steinarten ist oft sehr gross. Mehr Gleichartigkeit findet sich in den Seitengandecken. Die Mittelmorainen bestehen meist nur aus einer einzigen Steinart, wenn von den beiden sich vereinigenden Gletschern der eine ohne Seitengandecke ist, oder die Trümmer zu beiden Seiten der Ecke gleichartig sind. Gewöhnlich unterscheiden sich daher die verschiedenen Guferlinien schon von ferne durch die Farbe ihrer Blöcke, indem z. B. die eine nach ihrer ganzen Länge nur weisse Granite, eine andere rothbraun gefärbte Gneise oder Gabbro, eine dritte schwarze Hornblendgesteine enthält. Ist aber die Mittelgandecke aus zwei verschiedenartigen Seitengandecken hervorgegangen, so lässt sich oft noch mehrere Meilen weit von ihrem Ursprung die Trennung der Gesteine erkennen, indem der rechtseitige Abfall des Walls nur aus Felsarten der einen Seitengandecke, der linkseitige aus denen der anderen besteht.

Die Gestalt der Trümmer in den verschiedenen Gandecken hängt von der grösseren oder geringeren Reibung ab, die sie erlitten haben. In Seitengandecken, die wiederholt vom Gletscher verlassen, dann wieder aufgewühlt und an die Felswände gepresst werden, verlieren die Blöcke und Trümmer ihre Schärfen und

runden sich ab; doch werden oft auch scharfkantige, die später erst zur Gandeck fielen, oder durch ihre Lage dem Druck sich entzogen, den abgerundeten beigemengt sein. In den Mittelgandecken bewahren die Trümmer ihre scharfen Kanten und Ecken vollständig; sie können sie jedoch früher in den zur Mittelgandeck stossenden Seitengandecken verloren haben. In den Endgandecken werden die Trümmer in der Regel nur gerieben und abgerundet, wenn der Gletscher vorrückt und ältere Wälle vor sich wegstösst, und diesen Trümmern mengen sich alle diejenigen bei, die mit noch frischen Kanten vom Gletscher unmittelbar auf die Gandeck fallen; gerundete und eckige Blöcke werden also, wie in den Seitengandecken zugleich vorkommen, die eckigen aber meist vorherrschen, und um so mehr, je näher die Gandecke dem Gletscher steht.

In besonderen Fällen können die Gletscher auch die mittelbare Ursache stratificirter Sedimente werden. Wächst ein Seitengletscher eines Thales so stark an, dass er quer über die Thalfläche die gegenüberliegende Seite erreicht, so bildet sich in dem abgeschnittenen Hintergrund ein See, in welchen der Thalbach und alle Zuflüsse ihr Geschiebe ablegen (See von Macmar im hinteren Saasthale). Häufiger entstehen See'n längs dem Seitenrand der Gletscher, wenn durch die Eismasse der Ausgang eines Nebenthales, oder auch nur einer Einbiegung der Thalwand versperrt wird (Mörilsee am Aletschgletscher).

Literatur. S. §. 51.

84. Aeltere Gletscherbildungen.

Da das Vorrücken der Gletscher in den Alpen jährlich bei 200 Fuss beträgt, so kann in einer Aufeinanderfolge kalter und nasser Jahre, in denen der Vorderrand nur wenig abschmilzt, die Gletschermasse eine bedeutende Ausdehnung gewinnen und die Endgandecke sehr weit fortgeschoben werden. Nach den Erfahrungen in Cermontana und anderen Hochthälern muss der Spielraum, innerhalb welchem auch in unserer Zeit die Lage des Vorderrandes sich bewegt, wenigstens gleich 4000 Fuss oder einer Viertel-Schweizerstunde angenommen werden.

Die Erinnerung an die Naturereignisse geht in den Alpenthälern nicht weit zurück, und über die Verhältnisse der Gletscher vor wenigen Jahrhunderten berichten nur schwankende Sagen. Es ist daher in den meisten Fällen nicht möglich zu entscheiden, ob die alten Gandecken, die von einer früheren weit grösseren Ausdehnung der Gletscher zeugen, aus historischen oder vorhistorischen Zeiten herrühren, ob sie ferner alle aus derselben Epoche, oder aus verschiedenen abstammen. Argentière, im Hintergrund von Chamouny, liegt zwischen zwei, wohl 100 Fuss hohen alten Gandecken, welche quer durch das Thal ziehen, in beträchtlicher Entfernung von den jetzigen Gletschern. Etwas nördlich vom Dorf Simplon durchschneidet die Strasse drei alte Gandecken des Rossbodengletschers, der nun von der äussersten 7000 Fuss zurückbleibt. Vor dem Seitenthal des Vieschergletschers erhebt sich, wohl 600 Fuss hoch über den Thalboden, eine mächtige Gandecke, auf welcher mehrere Dörfer stehen; ihre Entfernung vom jetzigen Gletscher beträgt mehr als 12,000 Fuss. Im höheren Hintergrund des Antronathales zieht sich bogenförmig durch das Thal eine bei 100 Fuss hohe Gandecke, hinter welcher sich ein bei ½ Stunde langer Gletscherboden ausdehnt, und von dem Ende desselben bis zu dem jetzigen Gletscher mag die Entfernung eine Stunde betragen; die Benennung der auf der Gandecke erbauten Kapelle, *oratorio del ghiaccio*, scheint anzudeuten, dass die grössere Ausdehnung des Gletschers einer nicht sehr entfernten Zeit angehöre; gegenwärtig ist von der Kapelle aus der Gletscher gar nicht sichtbar. Aus den Thälern von Mont-Joie, Allée-Blanche, Bagne, Kandersteg, Meiringen, Gadmen u. v. a. lassen sich übereinstimmende Thatsachen anführen. Das mögliche Anwachsen der Gletscher über ihren heutigen Bestand wird durch dieselben auf wenigstens eine geogr. Meile ausgedehnt.

Man findet aber Hügelzüge, die ganz den Charakter der Gandecken tragen, in noch weit grösserer Entfernung von den jetzigen Gletschern. Die Ebene von Ivrea wird östlich von einem 600 bis 1000 Fuss hohen und sehr breiten Trümmerwall umschlossen, dessen Blöcke aus dem Hintergrund der Aostathäler abstammen; der Hügelzug biegt sich unterhalb Ivrea westwärts der Dora zu und scheint jenseits derselben in der Anhäufung grosser Geschiebe

fortzusetzen, welche den rechtseitigen Thalabhang bedecken. Die Gestalt dieser Hügelmasse und ihre Zusammensetzung aus grossen eckigten Blöcken, die von kleinerem Gebirgsschutt eingehüllt sind, erinnert durchaus an neuere Gandecken, die Entfernung vom nächsten Gletscher, am südlichen Abhang der Gruppe des Monte-Rosa, beträgt aber bei 7 geogr. Meilen. Die Distanz von Bern, wo bei Holligen und Muri ähnliche Schuttwälle vorkommen, bis zu den Gletschern von Grindelwald, kann auf 8 Meilen steigen; diejenige zwischen Lausanne, wo ein Wall von Blöcken bis gegen Morges verfolgt werden kann, und den Gletschern des Mont-Velan, steigt auf 12 geogr. Meilen.

Diese Thatsachen vorzüglich dienen der Ansicht zur Stütze, welche die Verbreitung der erratischen Blöcke durch Gletscher zu erklären sucht. Nach dieser Ansicht hätten sich einst die Gletscher vom Stammort der Blöcke bis an ihre jetzige Lagerstätte ausgedehnt, die wallartigen Anhäufungen von Blöcken und Schutt wären alte Gandecken, die zerstreut liegenden Blöcke und der eckigte Kies, der nach dem Abschmelzen des Eises zurückgebliebene Schutt, der auf der Gletscherfläche lag, das Vorkommen der Blöcke in sehr verschiedenen Höhen und in ungleichen Entfernungen vom Stammort zeugten von dem allmähligen Rückzug der Gletscher bis zu ihrem jetzigen Stande. — Es setzt also diese Erklärung voraus, dass, zur Zeit der grössten Dimensionen der Alpengletscher, diese die ganze niedere Schweiz bedeckt und am Jura sich bis zu einer Höhe von 2000 Fuss über den Thalboden erhoben hätten; der Gletscher des Rhonethales müsste sich bis unterhalb Solothurn erstreckt und seine östliche Gandecke nahe bei Bern und Burgdorf gehabt, der Gletscher des Aarthales also schon oberhalb Bern sich geendigt haben, da sonst die Rhoneblöcke eine Mittelgandecke gebildet hätten, die weiter westwärts zu liegen gekommen wäre, als wir jetzt diese Blöcke finden; die Gletscher des Reussthales, der Linththäler und der Bündtnergebirge müssten über das mittlere Aargau, über die Cantone Zürich und St. Gallen sich ausgedehnt haben. — Wendet man dieselbe Erklärung auch auf die nordeuropäischen und amerikanischen Blöcke an, so müssen die Oesars als alte Gandecken betrachtet und die Gletscher der skandinavischen Gebirge über einen so grossen Theil der nörd-

lichen Halbkugel ausgedehnt werden, dass die Erde wie in eine Eishülle eingeschlossen erscheint.

Es weicht diese Erklärung des Phänomens der erratischen Blöcke, die auch durch später anzuführende Phänomene unterstützt wird, vielen Schwierigkeiten aus, denen die Ansicht, welche jene Blöcke durch eine Strandbildung erklärt, nicht genügend begegnen kann; es ist aber nicht zu verkennen, dass die Möglichkeit eines so unbegrenzten Anwachsens der Gletscher, selbst unter Voraussetzung der günstigsten klimatischen Verhältnisse, bis jetzt weder durch die Dynamik der Gletscherbewegung, noch durch das wirkliche Vorkommen so grosser Gletscher auf irgend einer Stelle der Erde, befriedigend sich nachweisen lässt; denn auch die Gletscher des antarktischen Landes scheinen zwar eine sehr grosse Breite, aber weder eine beträchtliche Länge noch Dicke zu besitzen.

Playfair scheint auf einer Schweizerreise 1815 zuerst die Ueberzeugung gewonnen zu haben, dass nur das Forttragen der Blöcke durch Gletscher ihre gegenwärtige Lage erklären könne (Works *I* und *Illustr. of the Huttonian theory*, 1815). Ohne von diesen Schriften Kenntniss zu haben, wurde Venetz durch das Vorkommen der alten Gandecken und erratischen Blöcke im Wallis und in angrenzenden Gegenden zu derselben Ansicht geführt (Venetz, *sur les variations de la températ. dans les alpes*, 1821, in den *Schweizer. Denkschr.* 1833). Im Jahr 1834 wurde dieselbe Ansicht öffentlich durch v. Charpentier ausgesprochen und später mit einer neuen Theorie der Gletscher-Dynamik in Verbindung gesetzt (*Fröbel und Heer, Mittheilungen I*, 1836 und *Ann. des mines VIII*). Eine allgemeine Ausdehnung gewann die neue Theorie durch die Arbeiten von Agassiz (*Actes de la soc. helv.* 1837 und *études sur les glac.* 1840) und durch ihn vorzüglich wurde ihr auch ausserhalb der Schweiz Anerkennung gewonnen. Die neuere Literatur s. § 72. Die nordischen Blöcke sucht v. Charpentier (*Bibl. univ.* 1842) durch die nämliche Theorie zu erklären.

---

85. Sedimentbildung im Inneren des Bodens.

Während die meisten chemisch mit den Quellwassern verbundenen Bestandtheile durch die Flüsse in den Ocean geführt werden und in diesem theilweise sich ablagern mögen, trennen sich

andere bereits in dem verborgenen Wurzelsystem der Quellen, in den Spalten und Canälen, die im Inneren des Bodens die Gewässer der Quelle zuführen, und erfüllen die Canäle mit Sedimenten, oft bis zu gänzlicher Verstopfung. In den Katabothren von Morea fand VIRLET nebst Schlamm auch Thier- und Menschenknochen, Pflanzentheile u. s. w., welche zur Zeit der starken Regen, denen jene Höhlen als Abzugcanäle dienen, waren eingeschwemmt worden.

Häufig auch bilden sich Incrustationen durch chemische Niederschläge aus wässerigen Auflösungen, eben so, wie es häufig in künstlichen Leitungsröhren geschieht. Ein Theil der Gänge ist offenbar auf diesem Wege entstanden, diejenigen nämlich, deren Gangmasse aus Sand oder gerollten Steinen besteht, oder Rollsteine und organische Ueberreste der Erdoberfläche einschliesst. Es ist diese Entstehungsart wenigstens möglich für diejenigen, deren Gangart nur Substanzen enthält, die im Wasser aufgelöst sein konnten; und so wie in Leitungsröhren der Sinter sich gleichmässig auf die cylindrische Wandung absetzt und mehr der Adhäsion als der Schwere folgt, so erscheinen auch viele Gänge als dünne Straten, den Wandungen der Kluft parallel, es mögen diese horizontal, oder vertical, oder überhängend sein; und einem Stratum auf der einen Wand entspricht stets ein gleichartiges und gleich starkes auf der gegenüberstehenden. Wo aber die Masse zur Ausfüllung der Kluft nicht hinreicht, entstehen Krystalldrusen, oder mit Krystallen ausgekleidete Höhlungen im Inneren des Ganges. Viele Kalkspath- oder Quarzgänge können sich so gebildet haben. Geschützt vor dem Zutritt atmosphärischer Luft setzen Eisenwasser Gänge von Spatheisen ab (BISCHOF).

Schwefelwasser, zu denen atmosphärische Luft Zutritt hat, setzen Schwefel oder den sogenannten Badeschlamm ab. Als vor 15 Jahren ein alter Stollen, durch den die Quelle des Gurnigelbades fliesst, ausgeräumt wurde, war derselbe mit Blöcken des Daches, durch schlammigen Schwefel verküttet, bis 200 Fuss weit unter Tag angefüllt. — Die Schwefelwasser von Baden-Baden setzen unter der Erde in den Leitröhren und oberhalb an der Atmosphäre Badeschlamm und Schwefel ab; jener Schlamm enthält bis 90 % Schwefel und ausserdem Kochsalz, Glaubersalz, Bittersalz, kohlensaure Kalkerde und Talkerde. Wenn zu Aachen der grosse

Stein, der die Kaiserquelle bedeckt, 10 bis 20 Jahre nicht abgenommen wurde, so hat man öfters schon bis 2 Centner des reinsten Schwefels unter demselben angesetzt gefunden. In der Solfatara bei Pozzuoli hat Breislak beobachtet, wie überall, wo das heisse Schwefelwasserstoffgas hervordringt, sich Wassertropfen bilden, welche Schwefeltheilchen enthalten, die allmählig sich zu krystallinischen Incrustationen, moosähnlichen Gruppen und Stalaktiten vereinigen. Offenbar verbindet sich hier der Wasserstoff des Gases mit dem Sauerstoff der atmosphärischen Luft zu Wasser, und der Schwefel wird ausgeschieden. Durchströmt der Schwefelwasserstoff Massen von kohlensaurer Kalkerde, so entsteht nach einiger Zeit auch Schwefelsäure, welche den Kalkstein in Gyps umwandelt (Bischof), daher so häufig Gyps und Schwefel zusammen vorkommen. Auf diesem Wege sind wahrscheinlich in den Kalkgebirgen an der Südküste und im Inneren Siciliens die von Gyps begleiteten Schwefelmassen entstanden, die, oft mehr als klafterdick, innere Klüfte und Höhlungen des Kalksteins und Thons ausfüllen und in unbekannte Tiefen niedersetzen. — Treffen Quellzuflüsse zusammen, deren Bestandtheile unlösliche Verbindungen eingehen, so entstehen Sedimente, welche als nicht durch Wasser gebildet erscheinen könnten; trifft z. B. ein Eisenwasser mit einem Wasser zusammen, das ein schwefelsaures Salz und eine organische Substanz enthält, so setzt sich Schwefelkies ab (Bischof); auf ähnlichem Wege kann Bleiglanz durch Einwirkung eines Schwefelwassers auf ein Wasser, das ein Bleisalz aufgelöst enthält, entstehen, Schwerspath durch das Zusammentreffen von Zuflüssen, die einerseits Schwefelsäure, andererseits Baryterde aufgelöst führen. — Schwache elektrische Ströme veranlassen Niederschläge auch da, wo keine reagirende Flüssigkeit hinzutritt; unter ihrem Einfluss scheiden gediegene Metalle sich ab aus ihren Salzauflösungen, und es können, wenn die Spalte verschiedenartige Felsarten durchsetzt, Niederschläge auf den einen Felsarten sich ablagern, die auf anderen fehlen. In den Brunnenleitungen von Grenoble incrustirt das Wasser die bleiernen Röhren kaum merklich, während es in den gusseisernen Stiefeln einen sehr starken knolligen Absatz bildet (Burat in d'Aub.).

Auch bevor noch das in die Felsmassen eindringende Wasser sich in Klüften zu schwachen Zuflüssen ansammelt, erfüllt es oft mit Sedimenten, die wohl meistens der einschliessenden Felsart entnommen sind, die kleinen, scheinbar abgeschlossenen Räume, die als Folge des Rückzugs, oder einer inneren Zertrümmerung, oder der Gasentwicklung in vielen Gebirgsmassen sich finden. Die Mehrzahl der Adern von Kalkspath, Quarz, Gyps u. s. w., die Verküttung von Breccien und Conglomeraten durch diese Mineralien (*Serpentinbreccien* durch Kalkspath verküttet), die Ausfüllung der Blasenräume in Laven mit Kalkspath, oder mit wasserhaltenden Silicaten (*Zeolithen*), oder die Bildung der Mandelsteine, scheint diesen Ursprung zu haben. Die öfters fasrige Structur dieser Ausfüllungen (*Fasergyps*, *Zeolithe*) steht zum Theil in engem Zusammenhang mit ihrer Entstehung: die Flüssigkeit kann nur durch unmerkliche Poren in die leeren Räume dringen und die ausgeschiedenen Theilchen, die von der nachfliessenden Flüssigkeit fortgestossen werden, reihen sich daher in feinen Fasern an einander, von denen jede durch eine besondere kleine Oeffnung gedrungen ist. Häufig indess hat die eingedrungene Masse erst in der Höhlung krystallisirt: sie hat die Wandung mit einer aus Krystallen bestehenden Incrustation bedeckt und Drusen gebildet (*Agatdrusen*), oder auch die ganze Höhlung mit krystallinisch körniger oder derber Masse angefüllt.

Dass die runden oder verlängerten Höhlungen vulcanischer Gesteine noch während des erweichten Zustandes der Masse mit Einschlüssen angefüllt wurden, geht aus mehreren Thatsachen hervor (Vesuvlaven, in deren verlängerten Blasen auch die Leucite in gleichem Sinn verlängert sind, zum Theil auch Lavatheilchen einschliessen [v. Buch]; Agatdrusen von Oberstein, die in der sie umhüllenden Masse zerspalten, gebogen oder zerdrückt wurden, und deren Einschlüsse offenbar von diesen Einwirkungen auf die noch weiche Masse auch betroffen wurden [Fournet]). In den Mandelsteinen und Drusenräumen von Island, England, Irland hat die Schwere die Ablagerung der Einschlüsse von Chalcedon und Carneol beherrscht, sie bilden horizontale Lager auf dem Boden der Blasenräume; haben sie noch leeren Raum gelassen, so hängen oft Tropfen oder Stalaktiten von Chalcedon von der Decke herunter;

in den Agatkugeln der Pfalz und von Ilefeld haben sich dagegen die farbigen Kiesel, Chalcedon, Carneol, Amethyst, Quarz, in oft äusserst zarten Schalen concentrisch abgesondert, das Innerste meist aus durchsichtigem Quarz bestehend; die Adhäsion hat vorgewaltet.

Die Ausfüllung der Blasenräume mit mannigfaltigen Mineralsubstanzen ist verschieden erklärt worden. Nach der verbreitetsten Ansicht wurden die Stoffe durch Wasser, das sie aufgelöst enthielt, in die leeren Räume des bereits fest gewordenen Steines geführt, daher ein oder mehrere feine Canäle angenommen werden müssen; die Stoffe selbst sind, theils fremdartige, z. B. Kalkspath von einer aufgelagerten Kalkmasse, theils dem umschliessenden Fels entnommen, z. B. die Kieselerde der Quarzmineralien und Zeolithe aus der Porphyrgrundmasse. Die gleichzeitige Entstehung der Einschlüsse und der Steinart nöthigten später zur Annahme, dass die Bildung noch in feurig flüssiger Lava, also durch Dämpfe statt gefunden habe. Da ferner die Agatkugeln durch eine dicke, undurchdringliche Schale von dem übrigen Gestein getrennt sind, und sich glatt und leicht aus demselben ablösen, sie sich ferner in ganz frischen, wie in verwitternden Gesteinen finden, so wurde die Entstehung der Blasen der Expansivkraft der nämlichen Dämpfe (nach Fournet vorzüglich Wasserdampf und Kohlensäure) zugeschrieben, welche auch die Ausfüllung vermittelt haben.

Literatur. Ueber Katabothra: Boblaye et Virlet, *expédit. scient. de Morée*, 1833; Virlet, *Bullet. de la soc. géol. III.* Ueber Gangbildungen durch chemische Action der Bodenwasser: Breislak, *topogr. fisica della Campagna*, 1798; Bischof, *die Bedeutung der Mineralquellen und Gasexhalationen*, im *n. Jahrb. von Schweigger*, 1832; Fournet, *über die Gänge von Pont-Gibaud, l'Instit.* 1833. Ueber Gangbildungen durch Elektricität: Becquerel, *décomp des roches par des actions lentes, Ann. de Ch.* 1834; —, *traité de l'électric.*, 1834, *V.* Ueber Ausfüllung von Blasenräumen und Agatdrusen; L. v. Buch, *Journ. de Ph.* 1800; —, *Beobach. auf Reisen II;* —, *Geognost. Briefe*, 1824; v. Leonhard, *Basaltgebilde II;* Fournet, *mém. sur une partie des alpes*, 1842.

86. Sedimentbildung durch Quellwasser.

Quellen, die in starkem Verhältniss kohlensaure Kalkerde führen, bilden durch Ablagerung derselben Sedimente, die an Ausdehnung und Mächtigkeit zuweilen rasch fortschreiten. Adhäsion an irgend eine Unterlage ist bei der Fixirung der Niederschläge meist eben so wirksam als die Schwere, ja sie scheint diese ganz aufzuheben, so dass auch an verticalen oder überhängenden Wänden sich Niederschläge bilden. Die nach Entweichung der auflösenden

Kohlensäure sich ausscheidende Masse (Travertin, Kalksinter, Kalktuf) ist weiss oder gelblich braun, zuweilen locker und porös, oft aber fasrig, schalig-fasrig, krystallinisch-körnig, bis dicht, und zuweilen so hart und aller Verwitterung widerstehend, wie der festeste Kalkstein oder Marmor. — Die Gestalt der Niederschläge ist, je nach der Unterlage und anderen Verhältnissen, sehr verschieden. Ergiesst sich die Quelle an ihrem Ursprung in einen Teich oder See, so fällt die Ablagerung unter die Gesetze der Sedimentbildung stehender Gewässer. — Findet das Wasser von der Quelle weg bereits hinreichendes Gefälle, so bildet es sich einen Canal von Travertin, der sich allmählig so sehr erhöht, dass das Wasser ihn verlässt und andere Richtungen wählt. Der ganze Abhang wird hiedurch nach und nach von einer Travertindecke überzogen, die deutliche, allen Ungleichheiten des Bodens folgende Schichtung zeigt, oder auch, wenn Grashalme, Gebüsche u. a. Körper Stützpunkte darbieten, eine verworrene Stratification nach cylindrischen, kugligen, wellenförmigen oder regellos gewundenen Flächen besitzt. Der ganze 2 bis 300 Fuss hohe Abhang der Cascaden von Tivoli ist mit einer vom Anio abgesetzten Masse von Travertin oder *Tartaro* bedeckt (*Tartaro* heisst jeder sich noch fortbildende Sinter im Gegensatz des in vorhistorischer Zeit abgelagerten, meist dichteren und festeren *Travertino*); ein Theil der Stadt steht auf diesem Gestein. Die Straten sind meist cylindrisch oder sphäroidisch gewunden, zum Theil Baumstämmen ähnlich, in Massen, die oft viele Fuss im Durchmesser halten, während andere Partieen aus kleinen Knollen oder Kugeln, Erbsenstein ähnlich, und noch andere aus dichtem oder erdigem Kalktuf bestehen. In der Ebene unterhalb Tivoli, im Lago di Tartaro, geht die Sinterbildung viel rascher vorwärts, in wenigen Monaten erzeugen sich zolldicke Ueberzüge, und Sandkörner umziehen sich mit dicken Schalen, deren Gewicht sie auf den Grund fallen macht, wo sie die bekannten *Confetti di Tivoli* bilden. — Zu S. Filippo, im südl. Toscana, ist der bei einer geogr. Meile lange Gebirgsabhang vom Zoccolino bis in den Thalgrund des Formone mit dem von mehreren heissen Quellen abgelagerten Tartaro überlagert, an vielen Stellen 50 bis 100 Fuss mächtig, auf Travertin von unbekannter

Dicke ruhend. Bei Verfertigung der bekannten Reliefs, durch einen künstlichen 12 Fuss hohen Fall des von seinen gröberen Theilen gereinigten Wassers auf die Formen, bildet sich eine mehrere Linien dicke Platte, die allen Vertiefungen der Form genau folgt, in wenig Wochen; in Teichen soll die Dicke des abgelagerten Tartaro jährlich 1 bis 1½ Fuss betragen. Nördlich vom Formonethal liegen die Bäder von S. Vignone auf dem Rücken eines bei 100 Fuss hohen Hügels; die von der Quelle abgesetzten Travertinlager folgen dem Abhang, mit gleichförmiger Mächtigkeit, in einer Neigung von 5—10° und sind zum Theil so fest, dass sie als Baustein ausgebeutet werden. — Auch in der Schweiz haben Wasser von schwächerem Kalkerdegehalt an vielen Stellen beträchtliche Felsmassen von porösem, erdigem Kalktuf gebildet, die einen sehr geschätzten Baustein liefern; so die mächtigen Tufmassen am Wasserfall zu Toffen bei Bern. — Zu Clermont in Auvergne hat man eine Quelle, die sehr starke Niederschläge absetzt, verhindert ihren Lauf zu ändern, sie fliesst nun auf dem Rücken eines mauerähnlichen Dammes, 240 Fuss lang, 12 Fuss breit, 16 Fuss hoch, der ganz aus dem von ihr gebildeten Travertin besteht und am vorderen Ende immer mehr vorrückt. — Die heissen Quellen oder Sprudel zu Karlsbad entspringen in einer Thalspalte, deren Boden bis in unbekannte Tiefe aus grossen Granitblöcken und granitischer Breccie besteht; der obere Theil aber des Bodens, der Sprudelstein, ist ein Absatz der Quellen, eine Sinterbildung, die im Inneren grosse Bassins siedenden Wassers umschliesst, einen Theil der Stadt trägt und sich tief in die Spalten des granitischen Bodens abwärts verzweigt. Der Sprudelstein besteht, wie der Tartaro, aus dünnen, deutlich geschiedenen Lagen, zu dicken Bänken vereinigt, durch Eisen gelblich oder braun gefärbt, und zwischen denselben liegen grosse und kleine Nester von Erbsenstein. — In der Nähe von Mejed-Hamar in der Provinz Constantine befinden sich die heissen Quellen von Hammam-Mascontin (die verwünschten Bäder). Das Wasser steigt vertical aus der Tiefe und setzt um die Oeffnung einen Rand von Travertin ab, der sich bis zu einem Kegel von 25 bis 30 Fuss Höhe erhebt, dann aber von der Quelle, die nicht höher zu steigen vermag, und sich einen neuen Ausweg sucht, verlassen wird. Die Böschung

dieser Travertinkegel, die in grosser Menge vorkommen, beträgt 25 bis 30°.

Die meisten Höhlen in Kalkgebirgen sind mit einer oft mehrere Fuss starken Kruste von Kalksinter ausgefüttert, der aus Straten von Linien- und Zolldicke besteht, meist krystallinisch ist und grosse Festigkeit hat. Nicht nur am Boden, auch an den verticalen Wänden und an der Decke bildet sich dieser Ueberzug. An dieser hat jedoch das herabträufelnde Wasser oft sich seinen Canal offen behalten; an der Oberfläche des herabhängenden Tropfens wird der Sinter ausgeschieden, es bildet sich eine an der Decke haftende Röhre, die am unteren, offenen Ende und auch ringsum von der Seite her sich vergrössert, dann als dicker Zapfen erscheint, als ein Stalaktit, Tropfstein, und endlich als eine Säule, oder ein Pfeiler den Boden erreicht. Gewöhnlich steigt dem Stalaktit eine kegelartige Erhöhung, ein Stalagmit, entgegen; er entsteht aus dem Wasser, das von dem Stalaktit auf den Boden fällt und hier seine Kalkerde ausscheidet. Zu den bekanntesten Stalaktiten-Höhlen, oft aus mehreren grossen, durch engere Canäle verbundenen Gewölben bestehend, welchen zahlreiche Pfeiler, zuweilen weisser durchscheinender Alabaster, als Stützen zu dienen scheinen, gehören: die Baumanns- und Scharzfelderhöhlen am Harz, die Adelsberger- und Magdalenahöhlen in Krain, die Höhle auf Antiparos, diejenige des Montserrat in Catalonien.

In mehreren dieser Sedimente ist die kohlensaure Kalkerde nicht als Kalkspath oder Kalkstein, sondern als Arragonit, mit Stronthiangehalt, vorhanden (Sprudelstein von Karlsbad, Tropfstein von Antiparos). In anderen ist sie mit Substanzen gemengt, die gleichzeitig von dem Wasser abgesetzt wurden, oder sie hat bald nach ihrer Bildung eine Umwandlung erlitten. Der Tartaro von S. Filippo besteht theilweise aus Gyps, oder Gyps, kohlensaure Kalkerde, Bittersalz und reiner Schwefel bilden innige Gemenge; man sieht sie fortwährend entstehen in den Höhlungen, wo früher der reichlich von den Schwefelwasserstoffmofetten abgesetzte Schwefel gewonnen wurde; Tropfen freier Schwefelsäure benetzen die zierlichen Krystallgruppen, welche alle Wandungen der Höhlen bedecken, und diese Krystalle sind Selenitkrystalle,

ein grosser Theil des angrenzenden Tartaro ist feinkörniger Gyps, dessen dicke Kruste, wie schon Santi bemerkte, den aus kohlensaurer Kalkerde bestehenden Tartaro vor dem tieferen Eindringen der Schwefelsäure schützt.

Seltener als Travertin entstehen Sedimente von Kieselerde durch Quellwasser. Der ausgeschiedene Kieselsinter ist in äusseren Formen und in der Aggregation dem Kalksinter ähnlich; er bildet Incrustationen des Bodens, der Moose, Gräser, Gesträuche, in über einander liegenden dünnen Straten, oder Stalaktiten, die oft mit kleinen Quarzkrystallen besetzt sind. Das Gestein der Straten ist bald locker, porös, leicht zerreiblich, bald dicht und opalartig. — Die Geyser auf Island haben sich mit Ablagerungen von Kieselsinter umgeben, die eine Mächtigkeit mehrerer Klafter haben und sich eine halbe Meile weit von der Quelle erstrecken. — In Val das Furnas auf S. Miguel unter den Azoren, in einer ebenfalls ganz vulcanischen Umgebung, setzen die heissen Wasser der grossen Caldera Kieselsinter ab, der die umstehenden Gewächse incrustirt und sich in $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{2}$ Zoll dicken Straten ablagert, die horizontale oder schwach wellenförmige Bänke bilden und nicht selten Drusen von Bergkrystall oder von Kieselstalaktiten einschliessen.

Eisenwasser setzen Massen von Eisenocher ab, die nach längerer Zeit zu beträchtlichen Lagern von Brauneisenstein anwachsen können. Bei stärkerer Bewegung des Quellwassers werden die Ochertheile, wie Kalktheile bei der Bildung von Erbsenstein und der Knollen von Tivoli, Sandkörner oder Körner ihrer eigenen Masse incrustiren und concentrisch schalige Kugeln und Knollen von Brauneisenstein, d. h. Bohnerz hervorbringen. Die noch fortdauernden Ablagerungen von Eisenocher bei Wehr, in der Nähe des Laachersee's, sind so bedeutend, dass man sie als Eisenerze benutzt; römisches Mauerwerk ist 3 Fuss hoch von Ocher bedeckt; andere Ablagerungen sind 10 bis 12 Fuss mächtig, und enthalten zum Theil hohle, concentrisch schalige Nieren. Sämmtliche Quellen des Laachersee's würden in 1000 Jahren ein Brauneisensteinlager bilden von $\frac{1}{8}$ Quadratmeile Ausdehnung und 1 Fuss Dicke (Bischof).

In mehreren Gegenden kommen Quellen von Erdöl (*Petroleum*)

und Naphta vor; meistens mit Wasser, auf welchem das Erdöl aufschwimmt, seltener ohne Wasser. — Die Naphta oder das reinere Erdöl ist farblos oder gelblich, ihr spec. Gewicht beträgt 0,75 bis 0,85, ihre Zusammensetzung entspricht der Formel $C_3 H_5$, sie brennt sehr leicht mit Flamme und aromatischem Geruch. Das gemeine Erdöl ist gelblich bis dunkelbraun, zuweilen grünlich, bis schwarz, dünnflüssig bis zähflüssig, und grenzt in letzterem Fall an den Asphalt (Bergtheer, Erdpech, ein fester, pechschwarzer, der Steinkohle ähnlicher Stoff). Das spec. Gewicht des gemeinen Erdöls ist 0,85 und steigt mit zunehmender Unreinheit bis 1,2, was das gewöhnliche spec. Gewicht des Erdpechs ist. Das flüssige Erdöl und der Asphalt sind Verbindungen reiner Naphta, oder eines ihr ähnlichen flüchtigen Stoffs (*Petrolèn* Boussing.), mit einem schwarzen harzigen Stoff (*Asphaltèn* Boussing.), der nach der Formel $C_{20} H_{32} O_3$ zusammengesetzt ist; durch Destillation werden beide Stoffe von einander getrennt. Der Asphalt schmilzt bei dem Siedpunkt des Wassers und brennt mit starker Flamme und dickem Rauch, ohne viel Asche zu hinterlassen. — Die Menge des aus dem Boden fliessenden Erdöls ist in vielen Gegenden sehr bedeutend. Im Lande der Birmanen sind im Thal des Irawadi viele hundert Brunnen, welche jährlich gegen 8 Millionen Centner Naphta liefern sollen, was eine Fläche von 4000 Fuss im Quadrat 1 Fuss hoch bedecken würde. — Auch die Insel Tschelekin im Kaspischen Meer enthält bei 3500 Naphtaquellen, aus welchen jährlich über 6 Millionen Pfund geschöpft werden. — Die zahlreichen Brunnen von Baku liefern jährlich bei 32000 Pfund farblose Naphta und bei 10 Millionen Pfund schwarzes, zähflüssiges Erdöl. — In Europa befinden sich die reichsten Erdölquellen bei Amiano südlich von Parma und bei Monte Zibio in der Nähe von Sassuolo bei Modena, in Verbindung mit Salsen oder Ausströmungen von Kohlenwasserstoffgas, wie auf der Halbinsel Baku und in anderen Gegenden. — Der Asphalt wird in Menge vom Todten Meer ausgeworfen, auf dessen Grunde er mächtige Lager zu bilden scheint. — Auf der Insel Trinidad lässt sich eine Lage von Erdpech, die nur von einer dünnen Erdschicht bedeckt wird, drei engl. Meilen weit verfolgen, und in der heissen Jahreszeit ist der Asphalt beinahe flüssig. — Nicht selten hat

der Asphalt grössere Massen anderer Steinarten durchdrungen, aus denen er durch Hitze ausgeschmolzen werden kann: in Val-Travers ist er dem Kalkstein beigemengt; zu Seyssel an der oberen Rhone der Molasse, bei Clermont dem Süsswasserkalkstein.

Literatur. Ueber den Travertin: v. Buch, *Beobacht. auf Reisen*, 1809, *II*; Lyell, *principles I*; Santi, *viaggio al M. Amiata*, 1795; Gosse, *Edinb. ph. J. II*; v. Hoff, *Bemerkungen über Karlsbad*, 1825; v. Kobell, *Arragonit-Tropfsteine von Antiparos, Leonh. u. Bronn*, 1835. — Ueber Kieselsinter: die Werke von Lyell und De la Bêche; Mackenzie, *Reise durch Island*, 1810; *Voyage de la* Recherche *en Islande*; Robert, *sur les Geysers, Bull. de la soc. géol.* 1840; Webster, *über Val Furnas, Edinb. ph. Il. VI*; Bullar, *a winter in the Azores and a summer at the baths of the Furnas*, 1842, *II*. — Ueber Eisenocher: Bischof, *Bedeutung der Mineralquellen*, in *Schweigg. Jahrb.* 1833. — Ueber Erdöl und Asphalt: Brard, *Min. appl. aux arts* 1821, *I*; Berzelius, *Chemie VIII*; Th. de Saussure, *Bibl. univ. IV*; Boussingault, *l'Instit.* 1836; Ritter, *Erdkunde V*; Völkner, *über Tschelekin, Bergh. Ann.* 1838 > *Leonh. und Bronn* 1839; Eichwald, *Reise auf dem Casp. Meer*, 1835; Spallanzani, *viaggi V*.

87. Knochenbreccien und Bohnerz.

Die Kalkgebirge an der Nordküste des Mittelmeeres, wie in vielen anderen Gegenden, sind von Spalten durchsetzt, die mit braunrother ochriger Erde ausgefüllt sind, ein Zersetzungsproduct des etwas Eisen haltenden Kalksteins durch die Bodenwasser, das noch gegenwärtig sich fortbildet.

In einer früheren Zeit scheinen stärkere Ströme, denjenigen ähnlich, die durch die Katabothra von Morea, Dalmatien und Krain fliessen, viele dieser Spalten und Höhlungen mit Steintrümmern, Knochen und Schlamm erfüllt zu haben. Von Gibraltar längs der Küste von Spanien bis Cette, Antibes, Nizza, dann auch am Monte Pisano, auf Corsica, Sardinien, zu Palermo und Syracus, an der Küste von Afrika zu Oran, weiter östlich an den Küsten von Dalmatien, auf Corfu, Cerigo und bis nach Syrien findet man diese Knochenbreccie, theils durch farblosen, grauen oder bräunlichen Kalksinter und Kalkspath, theils durch eisenschüssigen Thon zu einer festen Masse verküttet; Kalktrümmergerölle, Landconchylien, Pflanzen- und Holzüberreste an einigen Stellen auch Meerconchylien, vorzüglich aber meist zertrümmerte Knochen und Zähne grösserer und kleinerer Säugethiere, Alles ordnungslos durch einander. Einige dieser Spalten stehen dicht am Meeresufer, andere bis 500 Fuss über demselben, noch

andere mehrere Meilen weit land einwärts. Die Breite der Spalten kann 1 Fuss bis 12 Fuss und mehr betragen; dieselbe Spalte verengt oder erweitert sich, zertheilt sich in mehrere, oder der ganze Fels ist von einer Menge sich durchsetzender Spalten durchzogen.

Grosse Aehnlichkeit mit diesen Bildungen zeigen die von Lund untersuchten Knochenbreccien in Brasilien, in Minas-Geraes am Oberlauf des Rio S. Francisco. Auf einem Plateau von 2000 Fuss Höhe streicht eine 300′ — 700′ hohe, horizontal geschichtete Kalkkette, die in allen Richtungen durch Spalten und Höhlen zerklüftet ist. Viele dieser Klüfte sind erfüllt mit rother Erde, die auch in der weiteren Umgebung die Decke des Bodens bildet, enthalten aber zugleich auch eckigte und gerollte Kalktrümmer, und eine grosse Menge von Knochen sehr verschiedenartiger Säugethiere, gewöhnlich zerbrochen und zerdrückt, welche theils durch Wasser eingeschwemmt, theils auch durch Raubthiere eingeschleppt worden sein mögen.

Auch in Neu-Holland, im Wellington-thal (oberes Stromgebiet des Macquarrie), sind die Klüfte und Höhlen eines Kalkgebirges ganz oder zum Theil mit eisenschüssiger Breccie, voll Kalksteintrümmer und Knochen von Säugethieren, ausgefüllt.

Im schweizerischen Jura (Delsberg, Liesberg, Balstall, Küttigen bei Aarau, Schaffhausen), in Franche-Comté, zu Kandern im Breisgau, in der Würtemberger-Alp findet sich eine eigenthümliche Formation (Bohnerzbildung, *terrain pisolithique*, *terrain sidérolithique*), welche durch ihren Reichthum an Eisenerzen eine hohe technische Wichtigkeit erhalten hat. Die Hauptmasse besteht aus einem meist rothen oder gelben, zuweilen auch blauen, grünen und weissen Thon, bunt und gefleckt, worin bald zerstreut, bald dicht gedrängt, Körner und Kugeln von Bohnerz (theils wasserhaltige Eisenoxydulsilicate, theils thonige Eisenoxydhydrate) schalig abgesondert, von Hirskorn- bis Eigrösse, eingehüllt sind. Untergeordnet sind grosse und kleine Nester von sehr feinem Kieselsand (*Hupererde*) und Sandstein, platte Nieren von Jaspis und vereinzelte, oder zu grösseren Massen vereinigte Trümmer und Gerölle von Kalkstein der zunächst angrenzenden Schichten. Das Vorkommen dieser Bohnerze ist von doppelter Art: der rothe und bunte Thon bildet für sich, oder mit seinen Einlagerungen

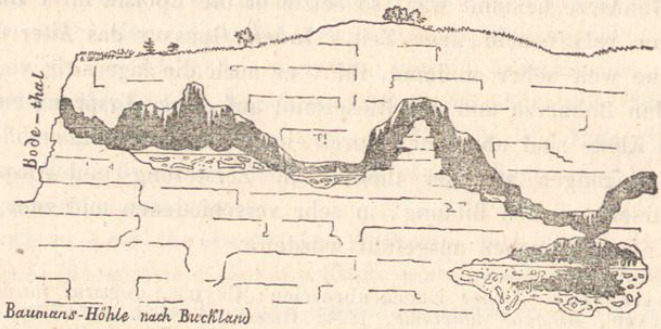
unklar geschichtete Sedimentmassen auf den oberen Jurakalkgehängen, indem er die Vertiefungen und Mulden ausfüllt und verebnet, und auf ihm liegen jüngere stratificirte Bildungen; oder, er erscheint, zugleich mit den Bohnerzen, als Ausfüllungsmasse innerer Canäle, oder von Spalten und Höhlen des Kalkgebirges. Dass Quellen von Eisenwassern diesen Eisenthon in den Klüften der Kalkgebirge abgesetzt und durch sprudelnde Bewegung die Bohnerzkugeln gebildet haben, ist zuerst von Brongniart wahrscheinlich gemacht worden, und, da ihm nur diese Art des Vorkommens der Bohnerze bekannt war, so setzte er die Epoche ihrer Bildung in eine relativ sehr neue Zeit. Indem Gressly das Alter dieser Epoche weit höher annimmt, führt er auch die lagerartig vorkommenden Bohnerze und den Kieselsand auf diesen Ursprung zurück. Viele Klüfte sind aber auch durch eine regenerirte Bohnerzbildung, hervorgegangen aus der theilweisen Zerstörung und Abspülung der ursprünglichen Bildung, in sehr verschiedenen und zum Theil sehr neuen Epochen ausgefüllt worden.

Literatur. Ueber Knochenbreccien: Cuvier, *ossemens fossiles IV;* Buckland, *Reliquiæ diluvianæ*, 1824; Risso, *hist. nat. de l'Europe merid.* 1826, *I;* Marcel-de-Serres, *Ann. des sc. nat. IX;* Bronn, *Reisen* 1826, *I;* v. Meyer, *Palæologica* 1832; De la Bèche, *geol. manual;* Christie, *über Sicilien*, *Edinb. n. ph. J.* 1832; F. Hoffmann, *Karst. Arch.* 1831; Milne-Edwards, *über Oran*, *Ann. de sc. nat.* 1837; Boblaye et Virlet, *exped. scient. de Morée;* Botta, *sur le Liban et Antiliban*, *M. de la soc. géol. I;* Lund, *über Brasilien*, *Ann. des sc. nat.* 1839; Lang u. Mitchell, *über Neu-Holland*, *phil. Mag.* 1831. — Ueber Bohnerz: Al. Brongniart, *Ann. des sc. nat.* 1828 et 1829; Thirria, *terrain jurass. M. de Strasb.* 1830; —, *Haute-Saône*, 1833; Walchner, *über Kandern*, *Mem. de Strasb.* 1830; Merian, *Südl. Schwarzw.* 1831; Gressly, *le Jura soleurois*, *Schweiz. Denkschr. V*, 1841.

88. Knochenhöhlen.

Mit den Knochenbreccien in engster Verbindung stehen Höhlen welche Knochen enthalten. Es sind Spalten, Canäle, Höhlungen, meist in Kalk- und Dolomitgebirgen, welche nur zum Theil durch die von Wasserströmen mitgeführten Substanzen ausgefüllt worden sind. — Die meisten dieser Knochenhöhlen sind zugleich Tropfsteinhöhlen (§. 86), und die Knochen liegen, in den einen Höhlen unter dem Travertin, in einer durch Kalksinter verkütteten Breccie von Kalktrümmern und Knochen, gewöhnlich aber in einer öfters von animalischen Theilen schwarz gefärbten Erde, welche, viele

Fuss und Klafter mächtig, besonders die tiefsten Stellen der Höhle ausfüllt, in anderen Höhlen auch im Travertin selbst, zuweilen in demjenigen der Decke (Bize, Gailenreuth, Adelsberg). Die Knochen liegen meist zerstreut und oft zertrümmert durch einander; in vielen Höhlen sind die Eingänge oder die Canäle, welche die verschiedenen Grotten verbinden, so enge, dass die Knochen nur vereinzelt und nicht in ganzen Gerippen oder fleischigten Cadavern hereinkommen konnten, oder die Eingänge sind in der Decke der Höhle.



Baumans-Höhle nach Buckland

Von mehreren Knochenhöhlen ist es indess wahrscheinlich, dass ganze Generationen von Thierarten sie bewohnt haben und darin abgestorben sind, vielleicht zu sehr verschiedenen Epochen. Die Knochen derselben gehören meist einer einzigen oder wenigen Arten von Raubthieren an, deren Geschlecht noch jetzt zum Theil in Höhlen wohnt, mehrere Knochen sind benagt, man findet Excremente, der einschliessende schwarze Thon ist reich an animalischem Stoff, die Oeffnungen der Höhlen konnten grossen Thieren den Eingang gestatten.

Zu den bekannteren Knochenhöhlen gehören: in England, die Höhle von Kirkdale, N. von York, bei 245′ tief, schmal und meist nur wenige Fuss hoch; die Höhle von Banwell, in den Mendips (Sommersetshire), 10′ hoch, 45′ lang, 30′ breit, durch einen engeren Gang und Vorsaal mit der Aussenfläche in Verbindung; die Höhle von Hutton, in der Nähe der vorigen und wie sie theilweise mit sehr eisenschüssigem Thon angefüllt, durch enge mit Ocher ausgefüllte Gänge sich in andere Kammern verzweigend; die Höhlen von Oreston, bei Plymouth, die grösste 12′ hoch, 45′ lang, 15′ weit, mit festem Thon angefüllt, voll Knochen und

Zähne, und dieselbe Ausfüllungsmasse auch in nahen Spalten des Kalkgebirges.

In Belgien: in der Nähe von Lüttich, die Höhle von Engihoul, klein und nirgends über 6′ hoch, mit Thon, Geröllen und Knochen in dem Boden; die Höhle von Engis, mit kleinem Eingange hoch an einer unersteiglichen Kalkwand; die Höhle von Gaffontaine, sehr reich an Knochen, die ohne Ordnung, mit Trümmern der nächsten Steinarten und Erde gemengt, deutlich durch Wasserströmung eingeschleppt wurden; die Höhle von Choquier, 70 Ellen über dem Wasserstand, bei 20 Ellen lang und am Eingang bei 5 Ellen hoch, drei verschiedene Knochenlager werden durch dazwischen liegende Travertinlager getrennt.

In Deutschland: die Höhle von Sundwich in Westphalen, die Knochen im Letten, der nur stellenweise vorkommt, und von Travertin bedeckt, mehrere Knochen benagt, andere durch Krankheit entstellt, in engen Durchgängen das vom Sinter entblösste Gestein wie von den Thieren glatt gerieben; die Baumannshöhle, Bielshöhle und Scharzfelderhöhle, alle drei am Harz, die erste besonders durch ihre Stalaktiten berühmt bei 20 Fuss hoch und bis 20 Fuss weit, alle durch Canäle sich verzweigend und mit inneren Höhlen zusammenhängend; in Franken, bei Muggendorf, zwischen Baireuth und Erlangen, die Höhle von Gailenreuth, der Eingang hoch an einem senkrechten Felsen, zwei Kammern bis 20′ hoch, reich durch Stalaktiten verziert, mit grossem Knochenreichthum, das Kühloch, von der Grösse einer beträchtlichen Kirche, der Boden klafterhoch von schwarzem thierischem Staub bedeckt, das Zahnloch, an einer der höchsten Stellen der Gegend, der Eingang 10′ breit, 4′ hoch, in eine sehr weite aber niedrige Kammer führend, im braunen Lehm des Bodens Gerölle, Kalksteintrümmer, Knochen und Zähne.

In Frankreich, die Höhle von Echenoz (Haute-Saône), vier durch enge Gänge verbundene Kammern, die Knochen in rothem Thon gemengt mit Kalksteingeröll; die Höhle von Oiselles, unterhalb Besançon, sehr unregelmässig und meist enge, aber beträchtlich lang, der Knochenschlamm unter dem Kalksinter 3′ mächtig; die Höhle von Pondres (Gard) ganz mit Schlamm und Knochen angefüllt, in der Tiefe auch thierische Excremente, einige Knochen benagt; die Höhle von Lunel-Vieil (Herault), drei Höhlen in der Nähe der vorigen liegend, im rothen, zum Theil mannshohen Schlamm des Bodens Gerölle, Sand und Knochen, die Ausfüllung durch Strömung, wenigstens zum Theil, nicht zu bezweifeln; die Höhle von Bize, bei Narbonne, deutlich den Uebergang der Höhlenausfüllung in Knochenbreccie zeigend, der innere Saal bei 300′ lang, eine untere Lage aus rothem Thon, eine obere aus schwarzem Schlamm bestehend, beide Knochen führend.

In Ober-Italien hat man Knochen gefunden in Höhlen am Golph von Spezia, bei Verona und Belluno.

In Krain: die Höhle von Adelsberg, zwischen Triest und Laibach, aus einer Folge grosser Sääle bestehend, die vom Bach Pinka, der auch einen unterirdischen See bildet, durchströmt werden; Knochen fanden sich in der zweiten Kammer in röthlichem Thon unter dem Travertin.

In Sicilien: die Höhlen S. Ciro und Ben Fratelli bei Palermo, und die Grotta Santa und dei Capucini bei Syracus; meist durch Ausgraben der Knochenbreccie erweitert; diese Breccie, von der anderen mittelländischen nicht wesentlich verschieden, enthält auch Meerconchylien, oder steht mit marinen Ablagerungen in enger Verbindung, so dass die Ausfüllung als eine alte Strandbildung betrachtet werden muss.

Auch in Asien kommen Knochenhöhlen vor. In Neu-Holland sind die Breccien des Wellingtonthales zugleich Höhlenausfüllungen. In Brasilien sind die Höhlen von Minas-Geraes früher angeführt worden. In Nord-Amerika sind knochenreiche Höhlen bekannt in Virginien und Kentucky.

Literatur: Cuvier, *Ossem. foss. IV;* Buckland, *Reliquiæ diluvianæ* 1824; v. Meyer, *Palæologica*, 1832; Marcel-de-Serres, *sur les cavernes à ossemens et sur les causes qui les y ont accumulés*, 3e ed. 1838; Schmerling, *ossem. foss. de la prov. de Liège* 1833 > *Leonh. und Bronn. Jahrb.* 1833. Ueber die Baumannshöhle: Leibnitz, *Protogæa*, 1749. Ueber die Fränkischen Höhlen: Esper, *Nachr. von Zoolithen etc.* 1774; Rosenmüller, *die Merkw. der Umgeb. von Muggendorf*, 1804; Goldfuss, *die Umgeb. von Muggendorf*, 1810. Ueber Höhlen in Würtemberg: Schübler, *über die Höhlen der Alp, Leonh. Zeitschr.* 1825. Ueber die Höhlen in Franche-Comté: Fargeau, *Ann. des sc. nat. XI;* Parandier, im *l'Instit.* 1833; Thirria, *Mém. de Strasb. I;* —, *Dep. de la Haute-Saône* 1833. Ueber Süd-Frankreich: Marcel-de-Serres, *ossem. foss. de Lunel-Vieil*, 1827; —, *Ann. des sc. nat. V, XIV, XVII;* Christol, *sur les cavernes du Gard*, 1819; Tournal, *sur les cavernes de Bize, Ann. des sc. nat. XII;* —, *Bullet. de la soc. géol. I;* Buchet, *Mem. de Genève VI.* Ueber Höhlen in Ober-Italien: Savi, *Giorn. dei lett. di Pisa* 1825; Bronn, *Reisen.* Ueber Adelsberg: Bertrand-Geslin, *Ann. des sc. nat. VII.* Ueber Sicilien: Christie, *Edinb. ph. J.* 1832; —, *Ann. des sc. nat. XXV;* de la Bèche, *geolog. man.;* F. Hoffmann, *Karst. Arch. IV.* Ueber Australien: Lang und Mitchell, *phil. Mag.* 1831. Ueber Höhlen in Brasilien: Spix und Martius, *Reisen in Brasilien* 1823, *II;* A. de S. Hilaire, *v. dans l'intér. du Brésil.* 1830, *II;* Lund, *Ann. des sc. nat.* 1839. Ueber Nord-Amerika: Jefferson, *Trans. of the phil. soc. of Philad. IV*, 1797; Harlan, *Sillem. Journ. of Sc.* 1831.

---

89. Sedimente durch Ströme.

Die festen Theile, welche fliessendes Wasser, entweder schwebend mitführt, oder auf dem Grunde des Flussbettes fortbewegt, kommen auf diesem Grunde zur Ruhe, so wie die Stosskraft des Wassers nicht mehr hinreicht, die sinkenden oder bereits nieder-

gefallenen Theile wieder in die Höhe zu treiben und den Widerstand der Reibung auf dem Grunde zu überwinden. Die Fallgeschwindigkeit im Wasser und der Widerstand gegen die Stosskraft desselben steigen aber mit dem specifischen Gewicht und dem Volumen der Theile; und es werden daher schwere und grosse Körper in einem fliessenden Wasser liegen bleiben, das leichtere und kleinere in Bewegung erhält. Die Flüsse und Bäche, wie das in Brandung stehende oder ebbende Meer, sind natürliche Schlämmwerke: wo die Strömung die grösste Geschwindigkeit hat, bleiben nur die schwersten und grössten Massen, Metallpepiten und Felsblöcke liegen, bei abnehmender Geschwindigkeit die leichteren und kleineren Theile, und die Bestandtheile jeder unter gleicher Stromgeschwindigkeit erfolgten Ablagerung haben, bei wenig verschiedenem spec. Gewichte, ungefähr gleiche Grösse.

Die grössten Differenzen des Gefälls und also auch der Geschwindigkeit kommen vor in Gebirgen, dem gewöhnlichen Quellbezirk der Ströme. Wasserfälle oder aus steilen Tobeln heraustretende Wildbäche finden oft sogleich ein Gefäll von nur wenigen Graden, und alle Geschiebmassen, die sie aus dem höheren Gebirge mitschleppen, bleiben hier liegen. Der Boden am Ausgang des Tobels, oder am Fuss der Felswand, über die das Wasser herabstürzt, erhöht sich, erst in gerader Richtung nach dem Thalstrome zu, dann, weil das Wasser, stets dem steilsten Abhange folgend, sich bald rechts bald links wirft, rings um den Anfangspunkt der Ablagerung herum, und es entsteht so von diesem Punkte aus ein Halbkegel oder Schuttkegel *(lit de déjection)*, der sich an die Thalwand lehnt und oft eine fast geometrische Regelmässigkeit zeigt. In Gebirgen, deren Bäche oft sich mit Schutt beladen, besitzt jeder kleine Wasserfall, jeder auch nur bei starken Regen fliessende Wildbach an seinem Austritt in ein flacheres Thal seinen Schuttkegel, die einen nur wenige Klafter weit sich ausbreitend, andere bis über eine Stunde breit (Pfynwald bei Leuk im Wallis; Kegel der Arbonne bei Bourg S. Maurice in Tarentaise), seit ältester Zeit bewachsen und ganze Dorfschaften tragend. Die Böschung dieser Kegel *(talus formés par entraînement* Elie de Beaumont) ist sehr verschieden, je nach der Geschwindigkeit der Ströme, die vorzüglich von der Grösse der gewöhnlich abfliessenden Wasser-

masse abhängt. Nach Messungen von Elie de Beaumont fällt sie für die meisten Kegel zwischen 5° und 10°, kann aber in selteneren Fällen auch bis auf 35° steigen. Surell setzt die Grenzen dieser Böschung auf 1° bis 4½° und will beobachtet haben, dass sie für alle Wildbäche derselben Gebirgsgegend constant sei. Fällt ein Bach der Geschiebe führt, in einen Fluss von schwächerer Strömung, so entsteht an der Mündung ebenfalls ein Schuttkegel, der vom Flusswasser bedeckt und oft bei höherem Wasserstand wieder weggeräumt wird.

In anderen Gestalten erscheinen die Ablagerungen der Ströme in ihrem Mittellaufe. Wie früher das Gefäll übt hier das Stromprofil auf die Geschwindigkeit den grössten Einfluss aus. Das gröbere Gerölle bleibt liegen in den Erweiterungen des Stromes und besonders hinter Vorsprüngen, die wie Sporne und Einbaue im Canalbau wirken, während in Verengungen des Bettes der schneller fliessende Strom Alles fortreisst.

Der häufige Wechsel in der Stromgeschwindigkeit, der durch allgemeine oder locale Veränderungen im Wasserreichthum der Quellbezirke herbeigeführt wird, hinterlässt aber bleibende Spuren in der Beschaffenheit der abgesetzten Sedimente. Kiesmassen werden bedeckt von Sandmassen, auf welche von neuem sich Kies ablagert, oder gröberer Sand wechselt wiederholt mit Schlammlagern. Die Ausdehnung der einzelnen Lager wächst mit der Grösse und Regelmässigkeit des Strombettes; im Allgemeinen erreichen jedoch die von Strömen gebildeten Sedimente selten die grosse Verbreitung und den Parallelismus der in ruhenden Gewässern entstandenen, nicht nur wegen der geringen Gleichförmigkeit des Stromlaufes an nahe liegenden Stellen, sondern weil häufig, bei vermehrter Geschwindigkeit, bereits gebildete Sedimente theilweise wieder zerstört und weiter geführt werden. Hiedurch entstehen Geröllnester von oft auffallender Form in Sand- und Schlammmassen und umgekehrt. — Der Ursprung aller dieser Bildungen verräth sich durch die parallele, meist horizontale Lage der Mehrzahl flächerer Geschiebe, die Abrundung dieser Geschiebe, das Eindringen gleichlaufender Sand- und Schlammstreifen, den Parallelismus von Glimmerblättchen, oder anderer zarter Theilchen und ihre Anhäufung auf den oberen Schichtflächen. Nicht selten

kommen, wohl in Folge der ungleichen und wechselnden Geschwindigkeit, an einzelnen Stellen bis 30^0 geneigte Lager mitten zwischen horizontalen und von horizontalen bedeckt, auch wellen- und zickzackförmige Biegungen vor. — Sehr ausgedehnte und regelmässige Sedimentlager werden von Strömen gebildet, die aus ihren Ufern treten und viele Thalflächen unter Wasser setzen; die Strömung wird dann unmerklich und die Ablagerung der im Wasser schwebenden festen Theile erfolgt wie in einem See- oder Meerbecken. Periodische Wiederholung der Ueberschwemmung hat Stratification des Sedimentes zur Folge. Die durch den Nilschlamm bewirkte Erhöhung des Bodens in Mittel-Aegypten (zwischen Cairo und Assuan) beträgt in einem Jahrhundert, nach Girard, $0^m,126$. In Fayoum fand indess Rüppel am Rande eines ausgetrockneten Canals horizontale Lager von Nilschlamm bis in eine Tiefe von 60 Fuss, zu deren Bildung also, nach dem vorigen Verhältniss, eine Zeit von 160 Jahrhunderten erforderlich war.

Durch die successiven Ablagerungen von Kies, Sand und Schlamm erhöht sich allmählig das Strombett; bei Gebirgsströmen oft nach einer einzigen Anschwellung um viele Fuss; es entstehen Untiefen, Sand- und Geschiebbänke, Flussriegel, die oft dem Strom grösseren Widerstand, als die bisherigen Ufer, entgegensetzen und ihn zwingen, sich in neue Richtungen zu werfen. Bei gewöhnlichem Wasserstand können diese Sedimente trocken bleiben und sich mit Vegetation bedecken. Je flacher das von dem Flusse durchströmte Gebiet ist, je geringer also die Geschwindigkeit der Strömung, vorzugsweise daher im Mittellauf und Unterlauf, desto häufiger zeigen sich diese Bildungen, theils als Inseln oder Werder, theils als Ausweitungen der Ufer oder Auen. Ist der Stromlauf sich selbst überlassen, so wird er, durch diese Bildungen gezwungen, successiv von der einen Seite eines Thalbodens oder Flachlandes zur anderen fortrücken und allmählig die ganze Fläche mit Geschieben und Schlamm bedecken, so dass man zum Glauben verleitet werden könnte, es habe früher ein Strom das ganze Thal ausgefüllt und auf einmal die ganze Sedimentmasse gebildet. Setzt die Beschaffenheit des Landes diesem Wandern des Stromes keine natürlichen Dämme entgegen, so kann er

hiedurch in ganz neue Richtungen geworfen werden; der Gihon oder Amu-Deria floss früher in das Kaspische Meer, jetzt in den Aralsee, der Rhein wahrscheinlich einst über Wallenstadt und Zürich. — Durch künstliche Eindämmung wird der Strom genöthigt sein Geschiebe stets an derselben Stelle abzulagern und sein Bett erhöht sich hiedurch immer mehr über das Niveau des umliegenden Landes; der Po und die Etsch liegen höher als das dazwischen befindliche Land, und so auch mehrere Canäle in den Niederlanden.

Die Flusssedimente bilden lose Kies-, Sand- und Schlammablagerungen, die nur von der Feuchtigkeit einigen Zusammenhalt gewinnen, oder sie werden, meistens durch Kalksinter, zu Conglomeraten, Sandsteinen und Thonmassen verküttet, zuweilen so fest, dass die Gerölle leichter als der Mörtel zerbrechen. Die meist oberflächliche, unter geringem Druck erfolgte Bildung dieser Gesteine verräth sich nach der Austrocknung durch innere Poren und Höhlungen, oft mit einem schwachen Häutchen von Kalksinter ausgekleidet, während andere Conglomerate, bei deren Entstehung man einen starken Druck voraussetzen darf, vollkommen dicht und bis in den letzten Raum mit Steinmasse ausgefüllt sind.

Aus den von Bächen und Strömen gebildeten Kies- und Sandablagerungen gewinnt man, durch Fortsetzung des von der Natur eingeleiteten Schlämmungsprocesses, Metalle, deren Pepiten und Körner, von zerstörten Gebirgsmassen herstammend, meist schon im Quellbezirk oder doch im Mittellauf liegen bleiben (*Gold-* und *Platinwäschen* in Choco, Brasilien, Ural; *Goldsand*, oder *Waschgold* in Peru, Mexico, Nord-Carolina, Sudanstaaten in Afrika, Siebenbürgen, Böhmen, Donau, Eder in Churhessen, Emme im Canton Bern; *Zinnseifen* in Cornwallis, Sachsen, Hinterindien, Mexiko). Auf gleiche Weise und zum Theil aus denselben Alluvionen, die auch Gold führen, werden die kostbarsten Edelsteine, *Diamant*, *Rubin*, *Saphir*, *Spinell*, *Smaragd*, *Topas*, *Chrysoberyll* u. s. w. erhalten (Brasilien, Ceylon, Golconda, Borneo, Ural).

90. Deltabildungen.

An der Ausmündung der Ströme in stehende Wasser, wo ihr

Lauf eine fast gänzliche Hemmung erleidet, ist die Bildung von Untiefen, Inseln und Auen in beinahe ununterbrochenem Fortschreiten. Behält die Strömung hinreichende Kraft, den Schlamm bis in das Meer hinaus zu tragen, so entsteht oft in einiger Entfernung vor der Mündung ein Wall, eine Barre, die entweder als Sandbank vom Wasser bedeckt bleibt, oder als Düne sich über den Meeresspiegel erhebt und Graswuchs oder Buschwerk trägt. Von dieser Art sind die Peressip's vor den Mündungen aller Bäche und Flüsse der westlichen Küste des Schwarzen Meeres, von der Donau bis zum Dniepr. Alle diese Gewässer zeichnen sich aus durch starke Strömung. Mehrere Peressip's umschliessen die Mündung vollständig, von einem Ufer zum anderen, es verdampft in der seeähnlichen Mündung gleich viel Wasser als einfliesst, oder das Wasser sickert durch den Wall ins Meer; andere besitzen einen oder mehrere Durchbrüche, oder Girls, durch welche das innere Becken sich entladet.

Zuweilen lassen die Ströme den Schlamm zu beiden Seiten der Mündung niederfallen, die Flussufer verlängern sich in das Meer oder den See hinaus, und der Strom fliesst auf einer schmalen, oft mehrere Meilen langen und ganz schmalen Erdzunge; so die beiden Mündungen des Nils bei Rosette und Damiette,

und, noch ausgezeichneter, die Mündung des Missisippi. Man könnte die Erdzunge einen horizontalen Riesenstalaktiten heissen, und die Bildungsgeschichte beider Formen ist allerdings dieselbe. — Im Kleinen wiederholt sich diese Gestaltung am Ausfluss von Wildbächen in See'n. Die Strömung ist stark genug, um das geradlinigte

Strombett stets frei zu erhalten, der Kies und das gröbere Geschiebe dieser Bäche fällt sogleich zu beiden Seiten der Mündung nieder; in grösseren Anschwellungen überfluthet aber der Strom sein gewöhnliches Bett, die zwei Seitendämme werden durchbrochen und ihre Kiesmassen in die Winkelräume geworfen, die sie mit der Küste bilden; statt einer Erdzunge entsteht ein Vorland, das bei gewöhnlichem Wasserstand in der Mitte vom Strom durchschnitten wird. Von den Schuttkegeln am Fuss der Gebirgsabhänge unterscheidet sich diese Bildungsform nur durch die Wasserbedeckung ihres tieferen Theiles, welche allerdings auf den Winkel der Böschung einen wesentlichen Einfluss ausübt.

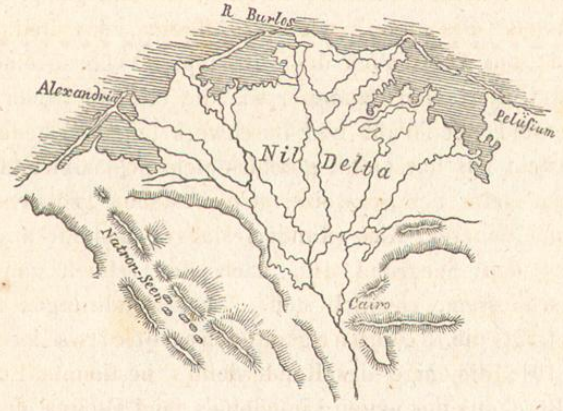
In breiten Strömen bleibt aber der Schlamm und Sand häufig auch in der Mündung selbst liegen und bildet Flussinseln, durch welche die Mündung getheilt und der Strom in zwei Arme zerspalten wird, die durch fortgesetztes Anlagern von Land sich verlängern und von der Flussinsel aus divergiren. Die zwischen ihnen liegende Insel, aus der Vergrösserung der ursprünglichen Flussinsel entstanden, hat von ihrer dreiseitigen Gestalt die Benennung Delta erhalten, und nicht ganz richtig ist dieselbe auch auf die Vorlande und Erdzungen ungetheilt bleibender Ströme ausgedehnt worden.

Oft erleiden die Flussarme neue Spaltungen, die Mündungen vervielfältigen sich längs dem Umfang des entstandenen Delta, oder sie wandern und brechen an neuen Stellen durch die Küste.

Von dem schnellen Wachsthum dieser Bildungen zeugt das Delta der Kander, die im Jahr 1714 in den Thunersee abgeleitet wurde. Obgleich der See hier eine Tiefe von mehr als 200 Fuss hat, beträgt dennoch die Ausdehnung des Kanderdelta bereits 162 Jucharten (1 Juchart = 40000 schweiz. Quadratfuss) und 32838 Quadratfuss, wovon 62 Jucharten mit Wald bewachsen, und die übrigen 100 Jucharten Wiese, Morast und Kiesboden sind. Auch die Linth hat, seit 1811, in welchem Jahr sie in den Wallenstadtersee abgeleitet wurde, bereits ein so bedeutendes Delta angesetzt, dass man neue Versumpfung besorgt. — Weit beträchtlicher sind andere Delta, deren Ursprung in die Zeit der letzten allgemeinen Gestaltung der verschiedenen Erdtheile hinaufreicht. Das Delta der Maggia bei Locarno hat, bei einer Seetiefe, die der angeführten des Thunersee's gleich kommt, die Breite einer

vide pag. 527

Schweizerstunde und eine nicht viel geringere Länge. Port-Valay, vor weniger als zweitausend Jahren am Ausfluss der Rhone in den Genfersee gelegen, steht jetzt über eine halbe Stunde von demselben zurück, und weiter aufwärts, bis in die Nähe von S. Maurice, ist der Thalboden offenbar durch Ausfüllung des ursprünglichen Seebeckens entstanden. — Noch grossartiger tritt dieselbe Erscheinung am Ausfluss der in das Meer sich ergiessenden Hauptflüsse auf. Spina, zur Zeit der Etrusker ein Hauptstapelplatz am Adriatischen Meer, lag schon vor 1800 Jahren 3 geogr. Meilen landeinwärts; Ravenna blieb ein Seehafen bis ins Mittelalter und liegt jetzt 1 geogr. Meile vom Meer; hier befand sich früher die Mündung des Po, der erst seit dem XII Jahrhundert eine nördlichere Richtung genommen hat. Die Sedimentbildung an seinem Ausfluss musste indess in früherer Zeit langsamer als gegenwärtig vor sich gehen, indem damals die Lombardie voll Sümpfe war, in die er seinen Schlamm ablagerte. Die Theilung des Po, oder die Spitze seines Delta, liegt jetzt oberhalb Ferrara, 6 geogr. Meilen von seiner Mündung; allein man darf wohl den grössten Theil der Lombardischen Ebene als ein Product seiner Anschwemmungen und derjenigen der anderen lombardischen Ströme (Adige, Brenta) betrachten. — Die Spitze des vom Nil gebildeten Delta liegt bei Cairo und von da bis an die heutige



Küste (Ras Burlos) sind es 23 geogr. Meilen, die Küste des Delta, von Rosette bis Damiette, beträgt 20 geogr. Meilen. Die

wesentlichen Veränderungen, welche das Delta und der Nillauf erlitten hat, sind theils von der Geschichte aufbewahrt worden, theils haben sie deutliche Spuren in der Bodengestaltung hinterlassen. Statt der zwei jetzt bestehenden Mündungen bei Rosette und Damiette, nennt Herodot fünf natürliche und zwei künstliche Mündungen, durch die zu seiner Zeit der Nil abfloss; die ältesten derselben sind offenbar die zwei äussersten, die Kanopische bei Alexandrien, und die Pelusische im Osten, gewesen; zwischen diesen hat das Delta 40 geogr. Meilen Küstenentwicklung und einen Flächeninhalt von mehr als 400 geogr. Quadratmeilen. In noch früherer Zeit scheint der westliche Arm des Nils sich schon oberhalb Cairo getrennt und durch das Thal Bahr-bela-ma (Fluss ohne Wasser), westlich und parallel mit dem Thal der Natronsee'n ergossen zu haben. — Von gleicher Ausdehnung ungefähr wie das Nildelta ist das Delta des Indus. — Der Ganges spaltet sich zuerst bei Murschadabad, 44 geogr. Meilen von seiner Mündung, und der Sunderbund, den die 8 Hauptarme und zahllose kleinere Canäle des Stroms durchschneiden, hat über 40 geogr. Meilen Küstenentwicklung. — Die vom Ta-kiang, dem Hauptstrom von China, gebildeten Alluvionen können auf 100 geogr. Meilen Länge und eine gleich grosse Meeresküste geschätzt werden.

Die Oberfläche aller Delta ist vollkommen flach, kaum über das Meeresniveau erhöht, zur Zeit der Stromanschwellungen grösstentheils unter Wasser. Die einen, wie das Nildelta, das Delta des Takiang und zum Theil auch des Missisippi gewähren einen ausgezeichneten Culturboden; andere, wie die tausend Inseln des Sunderbund, sind mit Wald und Buschwerk (*Jungles*) bedeckt. Der Boden besteht aus horizontal geschichtetem Schlamm und Sand. — Die kleinen Delta der Schweizersee'n bestehen grösstentheils aus grobem und feinerem Kies (Kander, Maggia) und ihr äusserer Abfall gegen den Seegrund ist, nach der schnell zunehmenden Tiefe zu schliessen, ziemlich steil. Nach Sondirungen von de la Beche beträgt die Böschung des Rhonedeltas im Genfersee ungefähr 10°; diejenige des Kanderdelta's bestimmte Egerton zu 31°; die Böschung des neuen Linthdelta's fand Escher gleich 22½°. In der SW Ecke des 1835 trocken gelegten Theiles des Lungernsee's sieht man das unter dem Seewasser gebildete Delta des

Dundelsbaches, vom Niveau des Baches bis auf den alten Seeboden wohl 40 Fuss hoch; es besteht aus Bänken feineren und

gröberen Kieses, die mit etwa 35° abfallen; grössere flache Geschiebe folgen mit ihrer breiten Fläche der geneigten Schichtung, so wie auch ein bei 6 Zoll mächtiges Lager von platt gedrücktem bituminösem Holz und Blättern. Die Mächtigkeit der zum Theil nur wenig Zoll dicken Geschieblager ist, ungeacht der starken Neigung, in der Tiefe nicht grösser als an ihrer oberen Biegung, während Schlammlager, die an ihren unteren Theil sich anlehnen, schnell an Mächtigkeit zunehmen, dann sich horizontal umbiegen, und den Seeboden bilden.

Bestehen die Delta nur aus Schlamm und feinerem Sand, so wird auch die Böschung ihres Abfalls weit schwächer sein. Aus den Sondirungen berechnet Elie de Beaumont die Böschung der Delta

des Missisippi	1°,0′	der Donau	0°,12′
der Tiber	45	des Po	9
der Rhone	30	des Ganges	4
des Ebro	17		

Mit dem Kies und Schlamm werden durch die Ströme auch organische Substanzen, Baumstämme, Blätter, Cadaver oder Knochen grösserer Thiere, Land- und Flussconchylien u. s. w. fortgeschleppt und, oft in grosser Entfernung von ihrem Stammort, in den Ablagerungen begraben. Schwimmende organische Körper werden in der Regel bis in's Meer getragen und sie sinken erst zu Boden, nachdem sie vom Wasser ganz durchdrungen und durch Gährungsprocesse und neue chemische Verbindungen specifisch schwerer geworden sind; die Mehrzahl dieser Körper wird daher in der submarinen Fortsetzung der Deltabildungen sich ablagern. Gleichzeitig werden aber diese sich mit Wasserpflanzen bedecken, den Abfall gestrandeter Meerthiere und angeschwemmten Seetangs aufnehmen, im Schlamm lebende Mollusken, Crustaceen u. s. w. werden ihre Gehäuse darin zurücklassen, und die

Sedimentmasse des Delta kann demnach den mannigfaltigsten Wechsel von Schlamm- und Sandlagern, Torf- und Holzmassen und vereinzelter oder gemengter Anhäufungen der Ueberreste von Land-, Süsswasser- und Meerthieren darbieten. In oceänischen, d. h. an den Küsten des Weltmeers liegenden Deltabildungen wirkt auch die Ebbe und Fluth bedeutend auf die Beschaffenheit der Ablagerung ein, indem ein grosser Theil des Deltabodens während der Ebbe trocken liegt, während der Fluth aber alle die mannigfaltigen Bestandtheile der submarinen Delta aufnimmt. Die ungeheuren Massen von Treibholz, die der Missisippi jährlich dem Mexicanischen Meerbusen zuführt, müssen um seine Mündungen herum eine wohl mehrere Meilen breite Zone von Meertorf und submarinen Waldes bilden, dessen Baumarten zum Theil allen Zonen von Nordamerika angehören, und in den Zwischenzeiten der zerstörenden Stromanschwellungen wird das untermeerische Delta sich mit den Bewohnern tropischer Meere bedecken.

Literatur: v. Hoff, *Gesch. der nat. Veränd. der Erdoberfl.*; Lyell, *principles*; de la Bêche, *geolog. manual*; —, *how to observe*, 1835; Rozet und de Collegno, *Bullet. géol. VII*; Yates, *on the format. of alluv. depos. Edinb. ph. J.* 1831; Bronn, *Geschichte der Natur*. Kanderdelta: Egerton, *phil. mag.* 1834. Podelta: de Prony, in *Cuvier, révolutions du globe*, 1825. Nildelta: Girard, *observations sur la vallée d'Egypte etc.*; Andreossy, *sur la vallée des lacs de Natron et celle du fleuve sans eau*, beides in der *Descript. d'Egypte*; Ritter, *Afrika*; die Reisen von Calliaud, Rüppell, Russegger u. a. Indusdelta: Burnes, *travels*. Gangesdelta: Colebrooke, in *Asiat. Res. VII*; die Reisen von Crawfurd, Valentia, Duvaucel, Picquot u. a.; Ritter, *Asien VI*. Delta des Missisippi: Robin, *voyage en Louisiana*, 1807; Darby, *geogr. descr. of Louisiana* 1816; B. Hall, *travels in North-America*. Necker Etudes dans les Alpes 1841.

91. Bildungen durch Schlammströme.

So wie die Gesetze der Bewegung zähflüssiger Schlamm- und Schuttmassen sich wesentlich von denjenigen der vollkommen beweglichen Gewässer unterscheiden, so tragen auch ihre Ablagerungen einen sehr abweichenden Charakter. Das spec. Gewicht vieler der umwickelten festen Massen, der Felsblöcke und kleineren Geschiebe, ist von demjenigen des flüssigen Schlammes kaum sehr abweichend, daher die Fallgeschwindigkeit derselben durch den Widerstand des Mittels fast aufgehoben wird; es sind ferner nicht die vom Strom getragenen Körper allein, welche die Ablagerung ausmachen, sondern die flüssige Strommasse selbst hinter-

lässt ein Sediment, das meist die ganze von ihr durchlaufene Strecke bedeckt; die meisten Schlammströme endlich sind kurz dauernde Ereignisse, und keine ohne Unterbrechung nachfliessende Wassermasse verändert, durchschlämmt oder zerstört die einmal gebildete Ablagerung. Die Sedimente der Schlammströme zeigen daher nur selten Spuren von Stratification und eines Wechsels verschiedenartiger Lager; grosse mehr oder weniger abgerundete Blöcke, Kies und Sand liegen meist regellos durch einander, Alles umhüllt von dem vertrockneten, in die Zwischenräume der Felsblöcke zusammengesunkenen Schlamm. Die äussere Gestalt ferner der Sedimentmasse nähert sich mehr oder weniger derjenigen der Schuttkegel, mit Neigung zu horizontaler Ausbreitung. Viele alte Schuttkegel der Alpenthäler zeigen diesen Charakter, sie scheinen durch einen einzelnen, oder nur selten wiederkehrenden Schlamm- und Schuttstrom entstanden zu sein. In diese Classe gehört u. a. der Schuttkegel von Kienholz, oben am Brienzersee, der im 15. oder 16. Jahrhundert das gleichnamige Dorf zerstört, seither indess durch mehrere neue Schlammausbrüche sich vergrössert hat, der Schuttkegel von Evionnaz, durch eine 1835 von der Dent du Midi hergeflossene und ältere Schlammmassen gebildet. In den Thälern von Savoyen und Dauphiné, die von leicht zerstörbaren Flyschgebirgen umgeben sind, bemerkt man viele Schuttkegel, die von diesen gefürchteten Schlammströmen *(Nants sauvages)* herstammen.

Andere Schlammströme sind nicht, wie die meisten alpinischen, zugleich Schuttströme, mit Felsblöcken, Baumstämmen und anderen grossen Massen belastet. Die Ströme von Moya, welche in Quito, bei Erderschütterungen und vulcanischen Eruptionen, aus unterirdischen Behältern hervorbrechen, bedecken die Niederungen, zuweilen in einer Ausdehnung mehrerer Quadratmeilen, mit einem grauen oder schwarzen, torfartigen Schlamm, der, getrocknet, zum Brennen benutzt wird. Nach dem Erdbeben von 1797 erreichten die am Fuss des Tunguragua ausgetretenen Moyaströme in tausend Fuss breiten Thälern eine Höhe von 600 Fuss, und durch ihre Ablagerungen wurden Flüsse aufgestaut und See'n gebildet. Nicht selten auch bringt die Moya aus den verborgenen Behältern zahllose Mengen kleiner Fische (*Pimelodes cyclopum* v. Humb.) mit, durch

deren Fäulniss Epidemie'n entstehen. Die brennbare Moya enthält (n. Cordier) in 100 Theilen

Kieselerde	46
Eisenoxyd	12
Thonerde	7
Kalkerde	6
Organischer Stoff	26
Verlust	3
	100

In der vegetabilischen Substanz, welche die Hauptmasse des organischen Stoffs ausmacht, finden sich auch Spuren von Infusorien (Ehrenb.).

92. Aeltere Strombildungen.

Stratificirte Ablagerungen von gröberem, aus abgerundeten Geröllen bestehendem Kies, der auch wohl gerundete grössere Blöcke einschliessen mag, können nur durch stark bewegte Wassermassen entstanden sein. Ob aber diese Bewegung der Brandung oder Strömung stehender Gewässer, oder dem Fliessen von Landgewässern angehört habe, ist in vielen Fällen schwer zu entscheiden. Einen Anhaltspunkt gewährt der Schichtenfall, wenn man annehmen darf, dass die Schichten sich noch in ihrer ursprünglichen Lage befinden. Eine Küstenbildung wird sich mehr in der Richtung des Streichens als in derjenigen des Fallens ausdehnen, eine Strombildung umgekehrt sich in der Fallrichtung verlängern. Sind die Gerölle durch ein Cement zu Conglomeraten verbunden, so wird, unter dem höheren Druck stehender Gewässer, die Ausfüllung der Poren und Zwischenräume vollständiger erfolgt und das Conglomerat compacter geworden sein, als gewöhnliche Flussconglomerate sich zeigen. Am sichersten leitet das Vorkommen organischer Ueberreste, die in Bildungen von grosser Ausdehnung selten ganz fehlen. Marine Ablagerungen, oder Küstenbildungen von Süsswassersee'n werden sich aus den ihrem Element eigenthümlichen Pflanzen und Thieren erkennen lassen; in Stromablagerungen wird man häufiger vereinzelte Theile von Landpflanzen, gerollte Knochen grösserer Landthiere, im Ganzen aber die organischen Ueberreste weit sparsamer eingemengt finden; Deltabildungen werden einen gemischten Cha-

rakter tragen. — Nach gleichen Grundsätzen können Thon- und Lehmlager, die von Strömen abgesetzt wurden, unterschieden werden von den ruhigen Ablagerungen stehender Gewässer.

Noch schwieriger wird oft die Entscheidung, ob ein ungeschichtetes Haufwerk von Lehm, Sand, Geröllen und grösseren Geschieben durch einen Schlammstrom, oder als Gletschergandecke entstanden sei; auch in diesen sind die Blöcke durch die Reibung in den Seiten- und Endgandecken oft abgerundet und liegen in Schlamm begraben, der von der Reibung oder von schlammigten Zuflüssen herstammt, während andererseits in Schlammströmen die schwebend getragenen Blöcke nur abgestossen, aber nicht abgerundet werden und selbst scharfe Kanten zeigen können, wenn ihre Zertrümmerung nicht lange vor der Ablagerung erfolgt ist. Oefters wird man von der äusseren Form des Sediments auf den Ursprung schliessen können: schlammige Massen, deren Gestalt sich derjenigen von Schuttkegeln annähert, oder die gleichmässig hohe Thalausfüllungen bilden, geben sich als alte Schlammströme zu erkennen; wallartige Hügelzüge, die quer durch das Thal ziehen oder als schmale horizontale Zonen an den Thalwänden erscheinen, lassen sich als Gandecken betrachten. Wie unsicher indess oft die Bestimmung bleibe, zeigt sich in den sehr ungleichen Urtheilen, die von gleich erfahrenen und sorgfältigen Beobachtern über die Natur der nämlichen Ablagerung gefällt worden sind.

In allen Gebirgen wird der Grund vieler Thäler bis in unbekannte Tiefe von Schutt- und Geröllablagerungen gebildet, die oft den Charakter von Strombildungen tragen, oft aber auch über ihre Entstehung in Ungewissheit lassen. An den Thalgehängen ziehen sich diese Bildungen nicht selten bis in grosse Höhe aufwärts, als ob der Strom einst das ganze Thal ausgefüllt hätte. — In den Alpen sind diese Schuttmassen besonders auffallend durch ihre Mächtigkeit und Zusammensetzung; der jetzige Thalbach hat sich zuweilen ein über hundert Fuss tiefes, sehr steiles und enges Bett eingegraben, ohne ihren Grund zu erreichen, und an den Abhängen findet man sie in Höhen von mehreren tausend Fuss über dem Thalboden. Häufig ist Lehm und Sand vorherrschend, kleinere Geschiebe und grosse Blöcke, meist abgestossen oder auch gerundet, sind ohne Ordnung davon umwickelt, Schichtung ist nicht zu

bemerken (Westseite des *Col de la Madeleine* in Maurienne; südliche Seitenthäler von *Unter-Wallis; Trontánothal* O von Domo-d'Ossola; Abfall des *Molézon* gegen Albeuve und Châtel S. Denis; mittleres *Reussthal* am Gotthardt; Ostseite des *Stilfserjochpasses*). Es können in den einen Fällen diese Schuttmassen von localen Bergstürzen und der langsam fortschreitenden Zerstörung der Felsen, in anderen von Schlammströmen, in noch anderen von Gletschern herrühren, ohne dass es oft möglich sein dürfte, zu entscheiden, für welche dieser Annahmen die Wahrscheinlichkeit spreche. Klarer sind zuweilen die Verhältnisse in den grösseren Hauptthälern; man darf kaum bezweifeln, dass der Boden derselben sich grösstentheils durch denselben Process gebildet habe, den wir noch jetzt sich fortsetzen sehen, durch Ablagerung nämlich des Stromgeschiebes in die tiefen Abgründe, deren letzten Ueberrest uns die Seebecken am Ausgang dieser Thäler zeigen. Interlaken scheint eine Deltabildung der Lütschinen und des Lombachs, und die Einsenkung des Thuner- und Brienzersee's möchte früher ohne Unterbrechung sich von Meiringen bis weit unter Thun ausgedehnt haben. Der Zürchersee und Bodensee vereinigten sich vielleicht früher bei Sargans und zogen sich bis Chur ins Gebirge hinein. Der Lago-Maggiore hat wohl einst über die ganze Niederung bis über Domo-d'Ossola hinauf und, am anderen Ende, nach Bellinzona hinein sich ausgedehnt. — Im Schwarzwald glaubt Frommherz die Hauptmasse der Geröllablagerungen auf den Ausbruch früherer See'n, die in den inneren Hochthälern gestanden hätten, zurückführen zu sollen. Die Gerölle bedecken den Thalboden in seiner ganzen Breite in einer Mächtigkeit, die oft 30 Fuss übersteigt, oft sind sie auch zu Hügeln und Dämmen angehäuft, die sich bis 50 Fuss über den Thalgrund erheben; Schichtung ist nicht vorhanden, die Gerölle liegen ordnungslos in kleinerem Kies und Sand.

Räthselhafter noch als in Gebirgen erscheinen die mächtigen Ablagerungen von Geröllen oder von Sand und Lehm in den Niederungen der Hügelländer. Längs des ganzen Alpensystems finden sich in einer bei 6 geogr. Meilen (von Thun bis Aarberg) breiten Zone mächtige Geröllmassen, die an der äusseren Grenze der Zone sich mit Sand und Lehm mengen und zuletzt durch sie verdrängt werden. Wer je noch diese Gerölle sorgfältig untersucht hat,

gewann die Ueberzeugung, dass nur Ströme sie abgelagert haben können. Sie sind horizontal, obgleich roh und oft unklar geschichtet; wo sie zu Conglomeraten verküttet sind, bemerkt man leere, mit Sinter ausgekleidete Räume, alle Geschiebe sind gerollt; von organischen Ueberresten findet man nur vereinzelte, oft ebenfalls gerollte Knochen von Landthieren, niemals eine Spur von Seethieren. — In Baiern bedecken diese Gerölle die Hochebene von München und lassen sich, die Stromthäler aufwärts, bis an ihre Stammorte in den Alpen verfolgen (Weiss). — In dem über eine geogr. Meile breiten Aarthale bei Bern ist der Thalboden nach seiner ganzen Breite mit horizontal geschichteten Geröllmassen bedeckt; sie haben die vielen Unebenheiten des Grundes grösstentheils ausgeglichen und bilden nun eine beinahe ebene Thalfläche, an vielen Stellen gegen 100 Fuss mächtig, während an anderen der tiefere Fels kaum bedeckt ist, oder in Hügeln auftaucht. An den Abhängen der die Fläche begrenzenden Hügel findet man geschichtete Geröllmassen bis in die Höhe von 210 bis 350 Fuss über der Thalfläche (das erstere die Höhe der Kiesgrube auf der Höhe des Grauholz N von Bern, das letztere diejenige der Kiesgrube von Meykirch, beide über dem Breitfeld bei Bern; das Breitfeld liegt 168 Fuss über der Aar bei Bern, diese 1580 Fuss über dem Meer) an Stellen, wo die jetzige Thalbreite in diesem Niveau wenigstens 4 geogr. Meilen beträgt und das Aarthal sich gegen die allgemeine Niederung des Murten- und Bielersee's öffnet. — In der Umgebung von Genf haben diese roh stratificirten Gerölle wiederholt die Aufmerksamkeit von de Saussure und Necker auf sich gezogen, und von beiden Geologen sind sie als alte Stromablagerungen betrachtet worden. — In Dauphiné und längs dem Jura und der französischen Alpen bis an die Meeresküste hat Elie de Beaumont sie sorgfältig verfolgt und als *terrain de transport ancien* beschrieben; auch hier sind es unklar geschichtete Geröll- und Sandmassen, welche in oft grosser Mächtigkeit weite Ebenen bedecken. Es glaubt E. de Beaumont in diesen Kiesmassen Ausfüllungen grosser Seebecken durch Ströme zu erkennen, und er bezeichnet als Stellen dieser See'n die Flächen des Suntgau's, der Bresse und des Hügellandes bei Digne. — Dieselben Erscheinungen wiederholen sich in allen grösseren Stromthälern und den angren-

zenden Niederungen. In den Kiesmassen, welche bei Basel den Boden des Rheinthales in seiner vollen Breite bedecken, erkannte Merian die Gerölle der verschiedenen Zuflüsse des Rheins, der Wiese, der Birs u. s. w. An den Abhängen der Hügel kommen alte Geröllbänke bis auf Höhen von 200 Fuss über dem jetzigen Rheinstande, und zerstreute Gerölle noch bedeutend höher vor. Die Mächtigkeit der Geröllmassen steigt in Basel selbst bis auf 80 Fuss. — Unter diesen Geröllablagerungen findet man im Rheinthale, sowohl oberhalb Basel, als abwärts bis unterhalb Bonn, eine ältere Strom- oder Seebildung, die jedenfalls einen viel ruhigeren Wasserstand bezeichnet. Sie besteht aus einem sehr feinsandigen, gelblich grauen oder gelblich braunen Lehm, der auch zu einem sehr feinen Sandstein wird und dann in den Rheingegenden Löss heisst. Beide Steinarten sind leicht zerreiblich und zerfallen bei anhaltend trockener Witterung in Staub; durch Concentration des kalkigen Cements haben sich aber darin härtere Mergel- und Kalkknauer, von plattenförmigen, linsenartigen, oder oft seltsam gebildeten Formen, sogenannte Lösskindchen, erzeugt. Schichtung ist in dem Lehm und Löss selten deutlich wahrzunehmen. Die Mächtigkeit dieser Bildung ist, besonders hinter Vorsprüngen der Thalwände, wo sich stärkere Ablagerungen niedersetzten, oder die schon gebildeten weniger leicht zerstört wurden, oft sehr bedeutend; sie bedeckt an vielen Stellen die älteren Formationen und bildet eigene Hügelzüge bis 500 Fuss hoch über dem jetzigen Thalboden. Analoge Lehm- und Lössbildungen sind in den Thälern des Neckar, der Donau, der Garonne u. a. Ströme nachgewiesen worden. — Die alten Strombildungen des Seinethales sind in der Nähe von Paris über 1 Stunde breit und bestehen aus Sand und Geröllen, worin auch Substanzen vorkommen (Glimmer, Feldspath, Granit, Syenit), die aus südlicheren Gegenden *(le Morvan)*, als der heutige Quellbezirk der Seine, abstammen müssen. — In Holland findet man unter der allgemein verbreiteten Schlammablagerung der jetzigen Flüsse ältere Sand- und Geröllmassen, die auf eine stärkere Strömung schliessen lassen (Buckland). — Sehr viele hieher gehörende Thatsachen sind besonders in England und Schottland gesammelt worden; das Endergebniss war stets dasselbe: weit stärkere Geröll-

oder Lehmablagerungen, als die jetzigen Ströme derselben Gegend sie bilden, eine Ausdehnung derselben über Thalflächen und Ebenen von grosser Breite, ihr Vorkommen hoch über dem jetzigen Wasserstand, die Beimengung von Geröllen, die offenbar aus Gegenden abstammen, die jetzt ganz anderen Stromgebieten angehören.

Wird man daher von der einen Seite, durch die Ausfüllung der Thalgründe mit oft unergründlichen Geröll- oder Lehmmassen, zur Annahme gezwungen, dass ursprünglich die Thäler tiefer gewesen seien, so sprechen, von anderer Seite her, die Thatsachen auch für einen einst höheren Wasserstand und für eine grössere Stromgeschwindigkeit. Beide Resultate, wenn man sie als gleichzeitige betrachtet, sind schwer vereinbar, da die Ströme kaum zugleich die alte Thalsohle mit Geröllen überlagern und auch, bei einer Tiefe von mehreren hundert Fuss, Geröllbänke an ihrem hochliegenden Ufer bilden konnten; die in der Höhe vorkommenden Geröllablagerungen, scheint es, müssen in der Nähe des damaligen Stromgrundes entstanden sein. Dann hätte sich also der Strom sein tieferes Bett erst später gegraben und noch später wieder auf das jetzige Niveau der Thalsohle angefüllt. Oder, man muss das ganze Thal bis zur Höhe der höchsten Geröllbänke mit Geröll anfüllen und dieses nachher durch den Strom bis zu dem gegenwärtigen Bestand wieder wegräumen lassen. Welcher von diesen in gleichem Grade unwahrscheinlichen Annahmen man auch beipflichten möge, jedenfalls ist man genöthigt, jedem Versuch diese Erscheinungen auf ihre Ursachen zurückzuführen sehr lange Zeiträume zuzugestehen.

Alte Deltabildungen lassen sich an der Vereinigung organischer See- oder Meerproducte mit vereinzelten Landthierknochen, Holzmassen und anderen Spuren von Strombildungen erkennen. — Das verwickelte Ineinandergreifen von Süsswasser- und Meerformationen in dem Boden von Paris erklärt sich nur dann genügend, wenn man mit C. Prévost annimmt, dass in einem grossen Meerbusen oder ganz abgeschlossenen Salzwassersee der tertiäre Grobkalk mit marinen Uferconchylien sich als Küstenbildung abgelagert habe, während gleichzeitig ein von Süd her einfallender Strom Bänke mit Süsswassermuscheln absetzte und die Knochen von

Landthieren herschwemmte, die in so grosser Menge im Hügel von Montmartre gefunden werden. — In der Umgebung von Mainz führt der Wechsel von tertiären, marinen und Flussablagerungen und die häufig vorkommende Mengung von Ueberresten beiderlei Art in derselben Schicht zu ähnlichen Folgerungen. — Auch in älteren Formationen lassen sich diese Anzeigen von Deltabildungen erkennen. Im südlichen England verbreitet sich über einen grossen Theil von Sussex die Wealdenbildung, aus Thon und Sandstein bestehend, worin in grosser Anzahl Ueberreste von Süsswasserconchylien, Crocodilen, Schildkröten und anderen in Strömen lebenden Reptilien, auch in Braunkohle übergegangene Holzarten und Landpflanzen vorkommen; die Flächenausdehnung dieser Bildung steigt beinahe auf 3000 geogr. Quadratmeilen, ihre Mächtigkeit beträgt ungefähr 2000 Fuss; gleichzeitig mit ihr haben sich im übrigen Europa marine Ablagerungen gebildet. In noch älterer Zeit scheint unser Welttheil gänzlich vom Meere bedeckt gewesen zu sein; es zeugt aber das Vorkommen von fossilem Holz und von Landpflanzen auch in den ältesten dieser marinen Schichten, dass zugleich in anderen Theilen der Erde, die jetzt vom Meere bedeckt sein möchten, festes Land vorkam, dessen Producte durch Flüsse dem Meere zugeführt und von den Strömungen fortgetragen wurden, bis die Zunahme des spec. Gewichts durch das eingedrungene Seewasser, die Zersetzung, oder anhängende Mollusken sie niedersinken liess.

Literatur: Weiss, *Süd-Baierns Oberfläche*, 1820; Frommherz, *Diluvialgeb. des Schwarzwalds*, 1842; Merian, *Beiträge zur Geognosie*, 1821; Bronn, *Gœa Heidelbergensis*, 1830; Rozet, *sur le diluvium dans la vallée du Rhin, Journ. de Géol.* 1830, *I*; Hibbert, *hist. of the extinct volcanos of the basin of Neuwied*, 1832; Lyell, in *Edinb. n. ph. Journ.* 1834; Studer, *Monogr. der Molasse*, 1825; Martins, *t. de transp. du Rhin antér. et postér. Bull. géol.* 1842; Elie de Beaumont, *révolutions de la surface du globe, Ann. des sc. nat.* 1829; Yates, *on the format. of alluv. depos. Edinb. ph. J.* 1831; Bayfield, *geol. of the S. Lawrence, Geol. Trans. V*; C. Prévost, *Mém. de la soc. d'hist. n. de Paris III et IV*; G. Mantell, *geology of the South-East of England*, 1833; Fitton, *geology of Hastings*, 1833; —, *on the strata between the Chalk and the Oolithe in the South-East of England, Geol. Trans.* 1836; Mousson, *die Umgeb. Badens*, 1840; Necker, *études sur les alpes*, 1841.

93. Erratische Blöcke.

Sofern es (72) als erwiesen betrachtet werden darf, dass die Verbreitung der grossen Blöcke und des mit ihnen verbundenen

Schuttlandes nicht als eine Strandbildung stehender Gewässer betrachtet werden kann, bleiben als bewegende Agentien nur Gletscher und Ströme übrig, und die Beschaffenheit der erratischen Bildung, so wie auch die Schwierigkeiten, auf welche man stösst (84), wenn man die Gletscher bis an die äussere Grenze jener Bildung soll vordringen lassen, haben jetzt wie früher der Ansicht, dass sie durch mächtige Ströme aus den Gebirgen in die Niederungen geführt worden seien, vielen Beifall erworben. Mehrere Thatsachen sind dieser Erklärung günstig. Es zeigen nicht wenige Schuttablagerungen, welche grosse Blöcke einschliessen, den wesentlichsten Charakter von Strombildungen: sie verbreiten sich gleichförmig über weite Thalflächen und Niederungen (Finland n. Durocher, Polen n. Pusch, SO Frankreich n. E. de Beaumont u. Fournet); es zeigen sich darin, wenn auch unklare, doch nicht zu verkennende Spuren von Schichtung (Finland, Umgebung von Bern); die Blöcke sind stumpfkantig, viele von einigen Fuss im Durchmesser abgerundet und offenbar gerollt; wenn in diesen Ablagerungen organische Ueberreste vorkommen, was noch bezweifelt werden mag, da es oft schwierig ist, diese Bildungen von den unzweideutigen, im vorigen § angeführten Strombildungen zu unterscheiden, so sind es vereinzelte Knochen von Landthieren, deren Beschaffenheit und Vorkommen ebenfalls auf eine Verschleppung durch Ströme hindeuten. — Eben so gewichtige Thatsachen scheinen aber mit dieser Herleitung der erratischen Schuttmassen im Widerspruch. Ein grosser Theil dieser Massen ist ohne Spur von Schichtung, und Felsblöcke von vielen tausend Cubicfuss Inhalt liegen, gemengt mit kleinen Geschieben, Sand und Thon, in derselben Ablagerung; die grössten Blöcke kommen in gleicher Zahl an der äussersten Grenze der erratischen Bildung, als in grösserer Nähe des Gebirges vor; viele dieser Blöke, die 10 bis 20 geogr. Meilen weit von ihrem Stammort abgesetzt wurden, sind eben so scharfkantig, als ob sie frisch abgebrochen wären; die Blöcke gleicher Art sind, obgleich in sehr grosser Entfernung von dem Stammorte, gruppenweise vereinigt, an der einen Stelle nur Granite, an einer anderen nur Gneis, an einer dritten nur Serpentine, als ob auf dem langen Wege keine Zerstreuung der anfänglich sich zunächst liegenden Massen möglich gewesen wäre; die grösste

Schwierigkeit endlich liegt in der Forderung, dass der Strom die Blöcke von ihrem Stammort bis an denjenigen ihrer Ablagerung schwebend fortgeführt habe, eine Forderung, die für die alpinischen wie für die scandinavischen Blöcke aus dem Vorkommen tiefer Seebecken oder Thalgründe und beträchtlicher Hügelzüge zwischen beiden Punkten, und für die alpinischen besonders auch aus der vollkommenen Erhaltung ihrer Kanten hervorgeht. Einige specielle Angaben werden diese Schwierigkeit noch stärker hervorheben.

Es findet Escher, nach der Formel (pag. 101), dass eine Wassermasse, welche das untere Wallis von den Abhängen des grossen Bernhards bis nach S. Maurice in einer Höhe von 5000 Fuss erfüllt hätte, bei einem Gefäll von 1 auf 70 Fuss oder von 0° 49′ 6″, mit der Geschwindigkeit von 543 Fuss in der Secunde abgeflossen wäre, und ein Block, der an seinem Stammort sich an der Oberfläche des Stroms befunden hätte, würde dann, bei gleichförmigem Fall von 8 Fuss in 1″, am Fuss des Jura den Boden erreicht haben. Hiebei wird aber angenommen, dass der Strom bis an den Jura in einem engen und tiefen Thal, wie dasjenige zwischen Martigny und S. Maurice, eingeschlossen gewesen sei, während schon bei Vevey die Breite des Profils wenigstens 4 geogr. Meilen beträgt. Bei dieser Strombreite wäre die Stromhöhe (Formel [3] pag. 104) auf 400 Fuss, die Geschwindigkeit unter die Hälfte der ursprünglichen gesunken; die Blöcke hätten daher den Jorat gar nicht übersteigen können, oder sich mit ihrer anfänglichen Geschwindigkeit von der Fluth trennen und als freie Wurfmassen bewegen müssen, wo dann aber die volle beschleunigte Fallbewegung sie noch früher zu Boden gebracht hätte. Schon bei Milden würde dann die Breite des Stroms 12 geogr. Meilen erreicht haben, und die Geschwindigkeit der Strömung wäre im Verhältniss zu der von ihr erwarteten Wirkung ganz unbedeutend geworden. Die grossen Blöcke ferner finden sich nicht nur am Fuss des Jura, sondern bis in die Höhe von 2000 Fuss über dem Thalgrund, und eine Menge der grössten, zum Theil aus Seitenthälern des Oberwallis herstammende Blöcke sind bis in die Gegend von Solothurn und Burgdorf geführt worden. Die Fallgeschwindigkeit von 8 Fuss in der Secunde endlich ist für einen Fall in reinem Wasser offenbar viel zu gering angenommen, und

gibt man, um sie zu vermindern, der Flüssigkeit die Beschaffenheit eines Schlammstroms, so muss, in wenigstens eben so starkem Verhältniss als der Fall abnimmt, auch die Stromgeschwindigkeit beschränkt werden; auch hätte dann offenbar der grösste Theil der Strommasse sich an der Oeffnung des Rhonethales gegen das Waatland als ein mächtiger Schuttkegel abgelagert. Alle diese Schwierigkeiten beweisen, dass es unmöglich ist, die Verbreitung der Blöcke des Rhonethales mit Hülfe der von Escher gemachten Voraussetzungen zu erklären, und eben so unvereinbar mit den Thatsachen würde das Ergebniss der Rechnung ausfallen, wenn man diese Erklärung auf die Blöcke des Aarthales anwenden wollte. Will man aber, um eine grössere Anfangsgeschwindigkeit zu erhalten, die Wassermasse der Ströme oder das Gefäll steigern, so findet man im Gebirge keine Bergketten mehr, die hoch genug hinaufstiegen, um diese Ströme fassen zu können, das ganze mittlere Alpengebirge wäre von der Fluth wie von einer allgemeinen Meeresfluth überschwemmt, und die Blöcke, statt den Thälern zu folgen, wären in gerader Linie von ihren Stammorten über dasselbe weggetragen und nach ganz anderen Gegenden hin verbreitet worden, als wir sie jetzt finden. Gegen die Annahme einer allgemeinen Meeresfluth sprechen übrigens auch die Gründe, die (pag. 195) gegen die Annahme einer Meeresbedeckung in dieser Zeit sind angeführt worden. — Die Verbreitung der scandinavischen Blöcke müsste indess, wenn sie je durch Strömungen erklärt werden soll, immer von allgemeinen Meeresfluthen hergeleitet werden, und sofern die Verbindung der erratischen Bildung des Nordens mit marinen Strandbildungen (pag. 196) sich bestätigen sollte, würde auch der Haupteinwurf gegen die Annahme mariner Fluthen für jene Gegenden wegfallen.

Es scheint nach den hier angeführten Thatsachen nothwendig, zwischen den Blöcken, welche abgerundet und von stratificirten Kiesmassen umschlossen sind und denjenigen, welche ihre scharfen Kanten erhalten haben und entweder frei oder in ungeschichteten Schuttmassen liegen, zu unterscheiden, was freilich in der Natur nicht immer leicht ist. Dass die ersteren durch Ströme fortgewälzt worden seien, ist wohl die wahrscheinlichste Annahme, für die letzteren aber, welche nicht gerollt, sondern

getragen worden sein müssen, wird diese Annahme unhaltbar, und, ungeachtet aller Schwierigkeiten, die sich der Forderung so colossaler Gletscher und ihrer Bewegung entgegensetzen, leidet doch die Ansicht, welche die Verbreitung der Blöcke durch das Vorschreiten des sie tragenden Eises zu erklären sucht, nicht an einer erwiesenen Unmöglichkeit.

Man hat sich den Ursprung der grossen Ströme, durch welche die erratischen Blöcke in der Umgebung der Alpen verbreitet worden sein sollen, auf verschiedene Weise gedacht. Nach DE SAUSSURE geschah diese Verbreitung durch Meeresströme, als die Gewässer bei dem plötzlichen Rückzug des Oceans (*la grande débacle*) von dem Alpenland abflossen. V. BUCH, statt den Rückzug des Meeres, wie DE SAUSSURE und ältere Geologen, durch das Einstürzen der Erdrinde und die Oeffnung tief liegender leerer Räume zu erklären, lässt die Alpen und ihre Umgebung durch plutonische Kräfte aus dem Meere aufsteigen, ihre Gipfel durch diesen Stoss zertrümmern und die Blöcke durch die abfliessenden Gewässer, die durch den Stoss selbst auch aufgeworfen wurden und daher erhöhte Kraft gewannen, fortreissen. C. ESCHER, NECKER und FOURNET nehmen, wie FROMMHERZ für den Schwarzwald, den Ausbruch grosser See'n an, die im Inneren der Alpen die grösseren Thäler bedeckt haben sollen. ELIE DE BEAUMONT hält das plötzliche Abschmelzen der Gletscher- und Schneemassen durch innere plutonische Erhitzung des Gebirges für hinreichend, die erforderlichen Wassermassen zu liefern.

Literatur: DE SAUSSURE, *voyages dans les alpes;* v. BUCH, *über die Ursache der Verbreitung grosser Alpengeschiebe*, *Berl. Akad.* 1815 und *Ann. de Ch.* 7 *und* 10; ESCHER, *N. Alpina*, 1821, *I;* STUDER, *Monogr. der Molasse*, 1825; ELIE DE BEAUMONT, *révolutions de la surface du globe*, *Ann. des sc. nat.* 1829; AGASSIZ, *études sur les glaciers*, 1840; GODEFFROY, *notice sur les glaciers*, *les moraines et les blocs erratiques des Alpes*, 1840; DE CHARPENTIER, *sur les glaciers et le terrain erratique*, 1841; NECKER, *études sur les alpes*, 1841; FOURNET, *sur le diluvium de la France*, *Revue du Lyonnais*, 1843.

---

94. Bildungen durch Felsschutt.

Auch ohne die bewegende Kraft des Wassers, Schlammes oder Schnee's entstehen am Fusse der Felswände Trümmermassen durch den von der Verwitterung oder den Frost erzeugten Abfall, und nackte Felswände jeder Steinart sind niemals ohne diese, oft meh-

rere hundert Fuss hoch ansteigende Bekleidung ihrer Basis. Besonders die fein zerspaltenen Kalk- und Dolomitfelsen erzeugen, bald meilenweit fortlaufende Schutthalden, bald getrennte oder zusammenfliessende Schuttkegel von oft auffallender Regelmässigkeit. — Die Böschung dieser Halden und Kegel (*talus formés par éboulement* n. Elie de Beaumont) erscheint gewöhnlich geradlinigt,

und je nach der Grösse der Trümmer, ihrer eckigten oder runden Gestalt, der Höhe aus der sie fallen u. s. w. verändert sich der Neigungswinkel; das Maximum desselben kann wohl auf 45° gesetzt werden, wird aber wohl nur höchst selten erreicht; Elie de Beaumont hat Böschungen von 14° bis 41° gemessen, erstere bei grösseren Geschieben, letztere bei eckigten Kalktrümmern; Leblanc nimmt in Folge vieler Messungen in den Vogesen, als Maximum 35° an. Wo indess der herabfallende Schutt von ungleicher Grösse, oder die Fallgeschwindigkeit der von den höheren und tieferen Felsen herstammenden Trümmer sehr verschieden ist, oder die Regen- und Schneewasser auf den schon gebildeten Schuttkegel einwirken, da tritt die concave Krümmung der Kegelseite deutlicher hervor, als eine hyperbolische Curve, die an der verticalen Felswand wie an ihrer Asymptote aufsteigt. In wilden Hochthälern stossen öfters diese concaven Schuttflächen beider Thalseiten am Thalbach zusammen und das Thal erscheint wie nach einer regelmässigen Cylinderfläche geformt (Stulsthal in Bündten). — Die Grösse der Trümmer, von der Menge der Spalten oder der Structur der Felsen über den Schuttkegeln abhängend, ist in Schuttkegeln verschiedener Felsen sehr ungleich, in jedem für sich aber gewöhnlich zwischen engen Grenzen schwankend. Von den aus feinem Dolomitsand bestehenden Halden, wie man sie, vom Etschthale bis nach Ungarn, in den Thälern der südlichen Dolomitalpen sieht, oder den aus ein bis mehreren Zoll grossen

Trümmern zusammengesetzten Kegeln der nördlichen Kalkalpen findet man alle Zwischenstufen bis zu Halden klafter- und hausgrosser Blöcke, wie sie sich am Fuss von Basalt-, Porphyr- oder Granitgebirgen nicht selten zeigen. — Von den Schuttbildungen der Flüsse, Schlammströme und zum Theil auch der Gletscher unterscheiden sich die hier angeführten, meist charakteristisch durch die eckigte Gestalt ihrer Trümmer, die keine oder nur eine unbedeutende Reibung erlitten haben. — Die fortdauernde Zunahme vieler Schutthalden an Höhe durch die fast ununterbrochen auf sie fallenden Trümmer gestattet keiner Vegetation auf denselben Fuss zu fassen. Diese Zunahme findet jedoch ihre natürliche Grenze in dem Zeitpunkte, da der Schutt den oberen Rand der Thalwand erreicht haben wird, und es scheint von dem nicht hohen Alter der gegenwärtig bestehenden Verhältnisse in den Alpen zu zeugen, dass auch in Thälern, wo die Vergrösserung der Schutthalden rasch fortschreitet, dieser Zeitpunkt noch sehr entfernt ist.

Von weit beschränkterem Einflusse auf die allgemeine Bodengestaltung, obgleich in einzelnen Fällen schreckbar zerstörend, sind Bergstürze, oder das plötzliche Herabfallen grosser im Losreissen und durch den Fall sich zertrümmernder Felsmassen in den Thalgrund. Weit fortsetzende Spalten, die Unterwaschung der Basis, oder, bei schiefer Schichtenlage, das Herabgleiten einer höheren Schichtmasse, sind die gewöhnlichen Ursachen dieser Ereignisse, und, wie bei den Lauwinen, lassen sich eigentliche Bergstürze, bei denen der freie Fall vorherrscht, unterscheiden von Bergschlipfen, die durch ein Rutschen auf schiefer Ebene verursacht werden. Von ersterer Art war der Bergsturz von Chlorit- und Gneisgesteinen, durch welchen den 4. Sept. 1618 Plurs bei Chiavenna verschüttet wurde, so wie der wiederholte Sturz der Kalk- und Sandsteinfelsen der Diablerets in den Jahren 1714 und 1749; von letzterer Art die Zerstörung von Goldau den 2. Sept. 1806 durch das Lostrennen und Herabgleiten der höheren Nagelfluhbekleidung des Rossbergs. Aus diesen Beispielen bereits geht hervor, dass keine Felsart vor Bergstürzen gesichert ist; es lässt sich aber der Beweis leicht noch mehr vervollständigen, durch den Bergsturz von Glimmerschiefer im Jahr 1808 oberhalb Tirano im Veltlin; von Kalkstein im Jahr 1584, wodurch Yvorne bei Aigle

verschüttet wurde; von Dolomit im Jahr 1834 zu Feldsberg bei Chur. — Während die langsam aber mit wenig Unterbrechung anwachsenden Schutthalden stets nackte Trümmerflächen bilden, werden die durch Bergstürze entstandenen Steinwüsten bald wieder mit Vegetation bekleidet. Ein schöner Kastanienwald bedeckt die Massen, unter welchen Plurs begraben liegt; auch die Schuttmassen des Thales von Goldau sind grösstentheils überwachsen; und an vielen Stellen in den Alpen liegen gewiss unter dem Thalboden Trümmerhaufen, deren Entstehung längst vergessen ist. Nur die zerrissene Gestalt der Thalwände und Berggipfel, oder die Kegel- und Haldenform des Gebirgsfusses zeugen noch von ihnen.

Literatur: Elie de Beaumont, *rech. sur le mont Etna*, 1838; Leblanc, *sur le maximum d'inclinaison des talus*, *Bullet. géol.* 1838 und 1842. — Ueber Bergstürze: Scheuchzer, *Naturgesch. des Schweizerlandes*: Ebel, *Anleitung die Schweiz zu bereisen*, 1809; Meyer, *der Bergfall von Goldau*, 1806; Zay, *Goldau und seine Gegend*, 1807; Th. de Saussure, *Bemerk. über den Absturz des Ruffiberges in Allg. geogr. Ephem.* 1807; C. Escher, *Bericht über Bergschlipfe*, *im neuen Sammler*, 1808.

---

95. Bildungen durch vulcanischen Auswurf.

Die von den Vulcanen in die Höhe geschleuderten Substanzen zerfallen in zwei Classen. Die einen heissen Auswürflinge und sind Steinarten, die dem Vulcan fremd sind und von den aufdringenden Dämpfen aus tiefer liegenden Formationen losgerissen sein müssen (Auswürflinge von Kalkstein, Feldspath- und Glimmerfelsarten am Vesuv; von Granit, Gneis, Glimmerschiefer an den erloschenen Vulcanen der Auvergne; von gefritteten Grauwacken und Schiefern in den Vulcanen des Niederrheins). Viele Vulcane werfen nur selten und in geringer Menge Substanzen dieser Art aus, andere, besonders längst erloschene Vulcane scheinen oft grosse Massen derselben geliefert zu haben; die neueren Auswürfe des Aetna und Vesuv z. B. enthalten fast keine dieser fremdartigen Gesteine, während in den alt vulcanischen Tufen der Somma, des Monte Albano bei Rom und der Monti Cimini viele und grosse Blöcke eingeschlossen sind. — Die andere Classe ausge-

worfener Substanzen besteht aus Schlacken und Laven, die der Basis des Kraters angehörten, oder häufiger noch aus der flüssigen Lava, die den Krater erfüllt, losgerissen wurden. Die Grösse dieser Lavatrümmer ist sehr verschieden; einige erreichen zuweilen eine Grösse von 20 bis 30 Fuss im Durchmesser, zertrümmern dann aber meist im Aufprallen. Noch flüssig aufgeworfene Lavamassen ballen sich in der Luft durch Rotation und fallen als kuglige, mandel- oder birnförmige Schlacken nieder, die einen bereits erstarrt, so dass sie, als vulcanische Bomben, die rundliche Gestalt behalten, andere noch weich und im Auffallen sich zu Scheiben oder tauähnlich gewundenen Massen abplattend. — In oft ungeheurer Menge werden kleinere, meistens sehr blasige Lavatrümmer ausgeworfen, welche bis zur Grösse eines Sandkorns Lapilli (nach der Volksaussprache Rapilli) heissen; es sind Bruchstücke der grösseren flüssig ausgeworfenen Lavaklumpen, die in der Höhe sich zertheilten; oder die innere Masse des Kraters selbst ist durch die aufsteigenden Gase zertrümmert und in mächtigen Garben kleiner glühender Steine in die Höhe gerissen worden. Die mineralogische Beschaffenheit der Lapilli ist die der Laven des Vulcans, dem sie angehören: es sind Leucitgesteine am Vesuv, Augitlaven am Aetna, Bimssteine auf den Liparen. Auf den Abhängen des Vulcans und in seiner näheren Umgebung bilden sie einige Zoll bis viele Fuss mächtige Ablagerungen. — Eine noch grössere Zerkleinerung der Lavamasse erzeugt den vulcanischen Sand, meist schwarz, feinem Schiesspulver ähnlich, aus zertrümmerten Augit-, Leucit- oder Feldspathkrystallen, Magneteisentheilchen und anderen Bestandtheilen der Laven bestehend; oft auch sind am Aetna und Vesuv, in grosser Menge, vollständig erhaltene Augitkrystalle beigemengt. Dieser Sand bildet, in noch grösserer Erstreckung als die Lapilli, ausgedehnte und mächtige Ablagerungen, sowohl an den Abhängen des Kegels, als in seiner Umgebung. — Der letzte Grad von Zertheilung lässt in der Asche die Lavamasse als eine staubähnliche Substanz erscheinen, die nur langsam aus der grossen Höhe, in die sie entführt wird, zur Erde fällt, und durch Winde öfters schon in unglaubliche Entfernungen fortgetragen worden ist.

Der Auswurf erfolgt meist stossweisse und nur die Asche steigt

in grösseren Eruptionen ohne Unterbrechung in die Höhe. In der Wurfbewegung und im Fall sondern sich aber die Stoffe von einander ab; die grösseren und schwereren fallen näher und früher an die Oeffnung zurück, als die leichteren und feineren, und, da die Auswürfe mit sehr verschiedener Intensität erfolgen, so fallen oft die Lapilli des einen da nieder, wo ein früherer den Sand abgesetzt hatte. Die Ablagerungen enthalten daher theils nur Lapilli, theils nur Sand, theils nur Asche, und Schichten der einen Art wechseln mit Schichten der anderen. Grössere Blöcke oder Auswürflinge werden in die Schichten eingeschlossen, die der Oeffnung zunächst liegen.

Durch Anhäufung der ausgeworfenen Stoffe am Rand der vulcanischen Oeffnung erhebt sich über derselben ein Kegel (Aufschüttungs- oder Eruptionskegel), dessen Masse auch durch die überfliessenden und auf der Seitenfläche erstarrenden Lavaströme vermehrt wird. In kegelförmiger Schichtung folgen sich daher Ablagerungen von Lapilli, Sand, Asche und Laven, von denen jedoch nicht alle den Berg ganz umschliessen, indem, je nach dem herrschenden Wind oder der Lage der Oeffnung, die Trümmer bald mehr auf die eine, bald auf die andere Seite des Kegels niederfallen. Hat die Oeffnung, aus welcher der Auswurf erfolgt, die Gestalt eines ungefähr cylindrischen verticalen Canales und findet die Aufschüttung nach allen Seiten gleichförmig statt, so wird der horizontale Durchschnitt des Kegels ein Kreis und die Böschung ist nach allen Punkten der unteren Peripherie gleich. Hat der Canal die Form einer längeren Spalte, so wird der Kegel verlängert, der horizontale Durchschnitt wird elliptisch, oder der Auswurf erfolgt gleichzeitig auf mehreren Punkten der Spalte, und wenn diese sich nahe liegen, so greifen die verschiedenen Kegelflächen in einander. Oft treibt der Wind die ausgeworfenen Lapilli und Aschen vorherrschend auf die eine Seite des Kegels, so dass der andere Rand gegen diese Seite zurückbleibt; so soll, in Folge des herrschenden Ostpassats, der Westrand der Vulcane in der tropischen Zone höher sein, als der Ostrand. Auch frühere Unebenheiten des Bodens, ältere Kegel z. B., können der regelmässigen Ausbildung des neu entstehenden Kegels Hindernisse entgegensetzen, oder es kann der Canal selbst schief stehen und eine Verzerrung der reinen Kegelform verursachen.

In der Umgebung des Aetna, wo sich fast bei jeder Eruption, an seinen tieferen Gehängen, oder in Val del Bove, oder auf dem Piano del lago selbst, neue Aufschüttungskegel bilden, erreichen diese während der kurzen Zeit des Auswurfs öfters sehr beträchtliche Höhen. Die Monti Rossi, bei der Eruption von 1669 gebildet, erhoben sich durch einen 3 Monate lang anhaltenden Auswurf 900 Fuss hoch über die Fläche von Nicolosi; nicht weniger hoch sind der Monte Minardo bei Bronte, der Monte Elce bei Zaffarana; der obere Eruptionskegel des Aetna selbst, der erst seit etwa hundert Jahren sich über dem Piano del lago aufgeworfen hat, in dessen Mitte früher an seiner Stelle ein tiefer Krater war (Hamilton), hat gegenwärtig eine Höhe von 1100 Fuss über der Casa Inglese. Im Jahr 1538 bildete sich W von Pozzuoli in einer einzigen Nacht der 428 Fuss hohe Monte Nuovo, mit einem 372 Fuss tiefen Krater, durch Aufschüttung von Lapilli und Asche.

Die Böschung der Eruptionskegel beträgt gewöhnlich 25° bis 35°, kann aber, in seltenen Fällen, wohl auch 45° erreichen, wie diejenige der Schuttkegel. Es beträgt, nach Elie de Beaumont, die Böschung des kleinen Kegels der Camaldoli an der SWseite des Vesuv 22°, der Monti Rossi 28°, des höheren Vesuvkegels, von Neapel aus gesehen, 30°, des Aetnakegels über Piano del lago 32°, des Monte Elce 37°. Gewöhnlich stehen aber ältere und grössere vulcanische Kegel auf einem Kegel von weit schwächerem Abfall, so dass die beiden geradlinigten Kegelseiten einen einspringenden stumpfen Winkel bilden, während die untere sich allmählig in die weitere Umgebung des Vulcans verflächt. Die Böschung dieses unteren Kegels ist nur 6° bis 10°, gleich derjenigen der durch Wasser entstandenen Schuttkegel oder der Ablagerungen von Schlammströmen, und die Entstehung dieser tieferen Gehänge ist auch ohne Zweifel der theilweisen Zerstörung des höheren Vulcanes durch das Abgleiten der lockeren Massen, der Anhäufung der Auswürflinge und grösseren Lapilli, die auf den steileren oberen Abhängen sich nicht zu halten vermögen, der Ablagerung der durch starke Regenströme hergeschwemmten Schlacken, Sand- und Aschemassen und vorzüglich den hier erst erstarrenden oder in grösserer Anzahl ausbrechenden Lavaströmen zuzuschreiben.

Die zu der grössten Höhe fortgerissene Asche breitet sich

im Zenith des Vulcans nach allen Seiten aus, wie die Zweige einer Pinie, und entzieht oft mehrere Tage durch der ganzen Gegend das Licht des Tages. In grosser Entfernung vom Berge fällt die Asche oft noch mehrere Linien bis Zolle hoch nieder, nicht selten feucht und mit Regen, daher alle Vegetation überziehend und hiedurch verderblicher als Lavaströme und Erdbeben; doch nur vorübergehend, indem der aus der Asche hervorgehende Boden später die reichsten Erndten trägt. Bei dem Ausbruch des Vesuv von 1822 betrug die Dicke der damals ungewöhnlich stark gefallenen Asche an den Abhängen des Berges 3 Fuss, in der Ebene 15 bis 18 Zoll (v. Humboldt); bei der Eruption von 1794 führte ein heftiger Westwind die ununterbrochen aufsteigende Asche auf die Ostseite des Berges, und die Masse fiel mit starkem Regen wie ein zäher Teig über die ganze Gegend, sie umzog Blätter und Zweige, und alle Pflanzungen unterlagen unter der Last, viele Dächer stürzten zusammen und die Einwohner waren genöthigt, sich durch schnelle Flucht zu retten (v. Buch). Die Asche des Aetna fällt nicht selten auf Malta, bei 30 geogr. Meilen weit, nieder; bei dem Ausbruch des Vulcans von Sumbava 1815 verbreitete sich die Asche nordostwärts bis Celebes, bei 60 geogr. Meilen weit, und in gleicher Entfernung westwärts fiel sie auf Java acht Zoll hoch; im Jahr 1812 fiel Asche auf das Deck eines Paketbootes, welches nach Brasilien gieng, obschon es über 1000 engl. Meilen von jedem Lande war.

Bei Vulcanen, die auf kleineren Inseln oder nahe an der Küste liegen, wird die grössere und gleichmässigere Verbreitung der in das Wasser fallenden Stoffe auf dem Seegrunde Schichten von gleichförmiger Dicke und anhaltender Erstreckung erzeugen, und unter dem Druck und der chemischen Einwirkung der Wassermasse muss die Dichtigkeit und mineralogische Beschaffenheit dieser Sedimente wesentlich verschieden von derjenigen der auf das trockene Land fallenden, sich gestalten. Die grosse Bedeutung der auf dem Grund des Meeres sich ablagernden vulcanischen Stoffe fällt besonders auf bei Auswürfen von Bimssteinlapilli, da diese, ihrer Porosität wegen, oft lange Zeit auf dem Wasser schwimmen, bevor sie untersinken. Die Bimssteinschlacken, welche der 1831 südlich von Sicilien aufgestiegene Vulcan auswarf, bedeckten das Meer

7 geogr. Meilen weit bis nach Sciacca, wo si noch 4 Zoll hohe Anhäufungen bildeten (Hoffm.).

In verschiedenen Gegenden (Macaluba N von Girgenti, Caltanisetta in Sicilien; Maina, Querzuola u. a. Stellen zwischen Parma und Bologna; Taman und Kertsch in der Krim; Baku am Kaspischen Meere; Kuhoo auf Java; auf Ramri und Tscheduba an der Küste von Aracan; auf Kiusiu S. von Japan; die *Volcanitos* bei Carthagena in Neu-Granada; auf Trinidad) strömen Gase, meist Kohlenwasserstoffgas oder Kohlensäure, aus dem Boden, in Verbindung mit grauem oder schwärzlichem Schlamm und veranlassen Bildungen, die Schlammvulcane, oder, weil das Wasser meist etwas Kochsalz enthält, Salsen heissen. Die Ausströmung des Schlamms geht meist ruhig und gleichförmig fort, und das Gas durchbricht von Zeit zu Zeit die Flüssigkeit in Blasen, die an der Oberfläche platzen und den Schlamm in die Höhe werfen; die Temperatur der Quellen ist die gewöhnliche der Gegend. Nach längeren Intervallen zeigen indess auch diese Vulcane stärkere Eruptionen, von starkem Getöse, dem Auswurfe von Schlamm und Steinen in grosse Höhen und, nach etwas zweifelhaften Nachrichten, auch von Flammen begleitet.

Die von Schlammvulcanen erzeugten Sedimente sind selten von grosser Ausdehnung. Das flach gewölbte Schlammplateau der Macaluba, einen Theil des öden Hochlandes nördlich von Girgenti bildend, misst etwa 100 Schritt ins Gevierte, und auch die von den anderen Salsen Siciliens gebildeten Massen sind nicht beträchtlich; grössere Flächen bedeckt der Schlamm, welcher die heissen Dampfquellen der Lagoni in Toscana umgibt, aber die Thonbildung scheint nur oberflächlich, da am Rand und zwischen den Schlammstellen häufig die Felsgrundlage hervortritt; die Salsen auf der Nordseite des Apennins, zwischen Parma und Bologna, erzeugen auch nur locale Bildungen von geringer Ausdehnung; beträchtliche Landesstrecken dagegen werden von den Schlammausgüssen auf den Halbinseln von Taman und Baku überlagert, und auch die Mächtigkeit dieser Sedimente ist nicht gering anzunehmen, da die Kegel sich bis zu mehreren hundert Fuss Höhe erheben, und breite Schlammströme Stunden weit von ihrem oberen Rande abwärts fliessen. — Die Kegel über den Oeffnungen der Schlamm-

quellen, mit Kratern, die gewöhnlich mit schlammigem Wasser angefüllt sind, entstehen und vergrösseren sich durch den nach dem Auswurf zurückfallenden Schlamm, oder durch das Austrocknen des Schlammwassers am Rande der Oeffnung und an der Aussenseite der Kegel, wenn das Schlammwasser überfliesst. Von dieser verschiedenen Art des Ursprungs mag die ungleiche Böschung der Kegelseiten abhangen. Auf der Macaluba, wo die grössten Kegel sich nur etwa 3 Fuss über die Grundfläche erheben, besitzen die grösseren, bei 6 Fuss im Durchmesser haltenden Oeffnungen entweder keinen oder nur einen mit etwa 10° bis 20° Böschung ansteigenden Kegel (Fig. 1 und 2), die kleineren, oft nur wenige

Zoll breiten Oeffnungen dagegen befinden sich in der Spitze eines steilen, wohl mit 50° und mehr ansteigenden kleinen Kegels, der einem flacheren Kegel aufgesetzt ist (Fig. 3). — In den Lagunen von Toscana fehlen die spitzeren Kegel von Fig. 3, und die Schlammteiche sind gewöhnlich wie Fig. 2, oder Fig. 1 gestaltet. Die Salse von Maina hat, n. Spallanzani, an der Basis einen Umfang von 80 Fuss, über ihr erhebt sich ein 12 Fuss hoher Kegel, dessen oberer Rand $3\frac{1}{2}$ Fuss Umfang hat und einem 3 Fuss tiefen Krater umschliesst. Die seit älterer Zeit bekannte und oft beschriebene Salse von Sassuolo hat den Boden in einem Umfang von $\frac{3}{4}$ Miglien mit Schlamm bedeckt, die Kegel, welche wie in Toscana öfters wandern, sind aber nur 2 bis höchstens 4 Fuss hoch und von einem Durchmesser von etwa 12 Fuss in der Basis. Dieselben Gestalten zeigen die weit grösseren Schlammvulcane von Taman (de Verneuil): einen unteren, sehr flachen Kegel, der die Basis eines steileren Kegels bildet, und in diesem liegt der Krater, zuweilen über 100 Fuss im Durchmesser haltend, angefüllt mit Schlammwasser, das bald hier bald da über den Kraterrand ausfliesst. — Die Volcanitos von 21 bis 24 Fuss Höhe zu Turbaco, bei Carthagena, zeigen ähnliche Gestalten.

Literatur: v. Buch, *geognostische Beobachtungen auf Reisen*, 1809, *II*; —, *Beschreibung der Canarischen Inseln*, 1825; v. Humboldt, *über den Bau*

und die Wirkungen der Vulcane, *Berl. Denkschr.*, 1823; Necker, *observ. sur la Somma*, *Mém. de Genève II* und *Bibl. univ.* 1823; P. Scrope, *cons. on volcanos*, 1824; Daubeny, *descr. of activ and extinct volcanos* 1826; Al. Brongniart, *Dict. des sc. nat.* art. *Volcans*, 1829; Bylandt-Palstercamp, *théorie des volcans*, 1835; Lyell, *principles of geol.*; Elie de Beaumont, *mém. sur l'Etna*, 1838; Dufrénoy, *géol. des environs de Naples*, 1838; Muncke, Art. *Vulcane* im *neuen Gehler*. — Ueber Aschenregen: Al. Brongniart, *Bull. géolog.* 1840, *XI*; Clarke, *l'Institut.* 1842 > *Leonh. und Bronn*, 1842. — Ueber Schlammvulcane: Dolomieu, *voyag. aux iles de Lipari*, 1783; Spallanzani, *viaggi*, 1795. *V*; Ménard de la Groye, *Journ. de ph.* 75 und 76; Engelhardt und Parrot, *Reise in den Caucasus*, 1815; v. Humboldt, *Atlas pittoresque*, 1800; —, *Asie centrale* 1843; de Verneuil, *mém. sur la Crimée*, *Mém. géol.* 1838.

96. Lavabildungen.

Die erstarrten Massen, die als feurig flüssige Ströme aus der Erde hervortraten, bedecken in der Umgebung der Vulcane den Boden oft bis in unbekannte Tiefen und bis in die Entfernung vieler Meilen von der Axe des Hauptkegels. Catania, in der äussersten Peripherie des von den Aetnalaven bedeckten Bezirks und mehrere Male von denselben erreicht, liegt über 4 geogr. Meilen von der Axe des Vulcans; näher am Gebirge sind rings um dasselbe herum stundenbreite Flächen von den Sciarren überlagert. Bei dem Ausbruch des Skaptar-Jokul auf Island (1783) ergossen sich zwei Lavaströme in fast entgegengesetzter Richtung, deren Endpunkte über 20 geogr. Meilen aus einander liegen, und die Höhe dieser Ströme stieg, wo sie durch Thalverengungen flossen, bis auf 600 Fuss.

Auf die Gestalt und Beschaffenheit der erstarrten Lava hat die Neigung des Abhangs, über welchen der Strom sich ergiesst, grossen Einfluss. Nach Elie de Beaumont hinterlassen Ströme auf Abhängen von 18^0 und mehr Böschung nur unzusammenhängende Schlackenhaufen. Bei einem Gefäll von weniger als 18^0 erstarrt zwar die Masse ohne zu zerreissen; aber bis die Neigung weniger als 3^0 beträgt, zeugt die fürchterliche Rauhheit der Oberfläche von dem Kampf des noch flüssigen Theils der Lava mit der erstarrten Kruste, und erst bei fast horizontaler Lage breitet sich die Masse gleichförmig aus und bildet breite und mächtige Lavafelder. Bei verschiedenen Graden der Fluidität, des spec. Gewichts, der mineralogischen Beschaffenheit, des Aggregatzustands und anderer Eigenschaften der Lava mögen indess diese Verhältnisse wohl eben

so bedeutende Veränderungen zeigen, als die Böschung der Stromablagerungen, je nachdem diese aus grobem Kies oder aus Schlamm bestehen. Der Fallwinkel des Lavastromes, der vom oberen Rande des Kegels von Vulcano (1775) sich ergossen hat und nun als eine zusammenhängende Masse die ganze Seitenhöhe des Berges bedeckt, mag wohl 25° bis 30° betragen; es scheint diese Lave, da sie sich nicht beträchtlich über den Fuss des Kegels hinaus zu verbreiten vermocht hat, eine sehr zähflüssige gewesen zu sein, wie es sich von der obersten Masse einer mehr als 1000 Fuss tiefen, geschmolzenen Flüssigkeit erwarten lässt. Im Jahr 1669 soll der Lavastrom der M. Rossi, als er die Stadtmauern von Catania erreichte, über dieselben übergeflossen sein und sie an ihrer inneren Seite mit einer stalaktitischen Decke bekleidet, also vertical zusammenhängende Massen gebildet haben.

Durchschneidet der Strom eine mit losen Schlacken oder Sand bedeckte Fläche, so gräbt er sich in dieselbe ein und häuft zu beiden Seiten und am Vorderrand die aufgewühlten Massen zu Wällen auf, die an die Gandecken der Gletscher erinnern (N Abfall des Aetna). Findet er in seinem Vorschreiten Widerstand, so staut er sich an der Hemmung auf, und unter dem Druck der nachfliessenden Masse, die unter der erstarrten Decke zurückgehalten wird, schwillt dieser vordere, nur von losen Schlacken umhüllte Theil zu beträchtlichen Höhen an. Vermag aber an einzelnen Stellen die flüssige Lava die Decke zu zerbrechen, so bildet sie sich zuweilen über der Oeffnung durch schnelles Erstarren der äusseren aufgequollenen Lava conische oder Rauchfängen ähnliche Canäle, 20 und mehr Fuss hoch, analog den steilen Kegeln der Schlammvulcane (Vesuv, Strom von 1834; *i fratelli pii*, an der Nordseite des Aetna).

Erleidet das Fliessen der Lava Unterbrechungen oder hat sich die Quelle ganz erschöpft, so hinterlässt die vorgedrungene Masse leere Räume, in welche zuweilen die Decke zurücksinkt, so dass auch

in diesem Fall die Mitte des Stromes niedriger werden kann als sein Rand; häufiger jedoch vermag die erstarrte Decke sich zu halten, und es bleiben unter ihr weite Höhlungen von mehreren Fuss Höhe und oft einigen Klaftern Ausdehnung. In Val del Bove und in der übrigen Umgebung des Aetna kommen Höhlen vor, in denen grössere Gesellschaften Raum fänden. Von weit grösserer Ausdehnung ist die von Uno von Troil besuchte Lavahöhle im inneren Island; ihre weiten Räume, zum Theil durch Eisstalaktiten und grössere Eismassen unterbrochen, lassen auch bei hellem Fackelscheine sich nicht übersehen und erstrecken sich unter einer hohen Lavadecke in unbekannte Tiefen. Auf S. Miguele, unter den Azoren, befindet sich eine ähnliche, in drei grosse Räume getheilte Höhle, deren Decke an mehreren Stellen so hoch ist, dass sie von den Fackeln nicht beleuchtet wird; an anderen Stellen versperren herunterhängende Lavastalaktiten beinahe den Durchpass. Grosse, durch Lavastalaktiten unterbrochene und ausgekleidete Lavahöhlen kommen auch auf der Insel Bourbon vor.

Die innere Structur der Lavamassen wird durch die Bewegungsgesetze dieser Ströme bestimmt. Ihre Grundlage, die Decke und Seiten bestehen aus Schlackenstücken, die oft durch eingedrungene flüssige Lava zu Breccien und Conglomeraten verküttet sind, und nur im Inneren kommt dichte, oder, wenn der geringe Druck die Entwicklung von Gasen gestattete, poröse und blasige Lava vor. Da jedoch im Weiterströmen die äussere Schlackenkruste fortwährend von dem flüssigen Theile durchbrochen, oder einwärts gezogen, und die erstarrte, dichte Masse selbst zertrümmert und in kleine Stücke zertheilt wird, so kommen auch im Inneren oft Lavabreccien und verküttete Schlacken vor, und die dichtere Masse erhält sich nicht in grösserer Ausdehnung bei gleicher Mächtigkeit. Wie in den Ablagerungen der Flüsse gröberes Geschiebe, Sand und Schlamm in flachen Nestern, die nicht selten gegen die Hauptströmung schief stehen, durch einander liegen und sich gegenseitig in einander auskeilen, so in den Lavaströmen Nester von dichter Lava und Schlammconglomeraten. Wenn aber an Hemmungen der Strom sich zu grösserer Höhe aufstaut, oder auf horizontalen Flächen sich gleichmässiger ausbreiten kann, dann gewinnt auch die innere dichte Masse eine grössere Mächtigkeit

und horizontale Ausdehnung; die Blasen treten, besonders im tieferen Theile, zurück, es entsteht Zerklüftung, die desto regelmässiger wird, je langsamer und gleichförmiger die Erstarrung fortschreitet, und, wo diese Verhältnisse sie begünstigen, zertheilt sich die Masse in Prismen, und, in selteneren Fällen, in Kugeln oder Tafeln. Unter einer nicht zerklüfteten Masse von 15 bis 20 Fuss Dicke ist die Lava der Scala bei Portici (Tab. II) in mehrere Fuss mächtige, horizontale oder schwach dem Meere zufallende Straten abgesondert; noch tiefer theilt sie sich in verticale, 3 bis 4 Fuss dicke, meist sechsseitige Prismen, die zuweilen noch in kleinere Prismen zerfallen; zur Pflasterung der Strassen von Neapel wird hier die Lava in weitläufigen Steinbrüchen ausgebeutet und liefert einen aschgrauen, zum Theil porösen und blasigen Stein von grosser Festigkeit. Eine blasige Lava, die in kaum liniendicke, horizontale Straten von grosser Deutlichkeit schiefrig abgesondert ist, findet sich auf Lipari, am Uebergange vom Strande der Stadt nach Caneto, und in grosser Ausdehnung, wahre Schieferberge bildend, hat Hoffmann diese plattenförmigen Laven am Monte Guardia beobachtet. Dolomieu führt eine schiefrige Lava vom Aetna an, einem alten Strom oberhalb Mascali angehörend.

Ueber einander gelagerte Lavaströme verschiedener Epochen werden geschieden durch die Schlackenmassen ihrer Decke und Grundlage; häufig ist auch die ältere Lava vor dem Ausfluss neuer Ströme von ausgeworfenen oder hergeschwemmten Lapilli-, Sand- und Aschestraten bedeckt worden. Eine durch wiederholte Lavagüsse entstandene Sedimentmasse ist daher oft deutlicher stratificirt als viele im Wasser abgesetzte Sedimente (V. di Tripoda bei Zafferana am Aetna; Fossa Grande am Vesuv).

Literatur: Breislak, *voy. phys. et lith. dans la Campanie*, 1801, *übers. von Reuss*, 1802; —, *Instit. géolog.* 1822; P. Scrope, *on volcanos*, 1825; E. de Beaumont, *mem. sur l'Etna*, 1838; Dufrénoy, *environs de Naples*, 1838; Hoffmann, *Liparische Inseln, Poggend. XXVI*; C. Prévost, *sur les cratères de soulèvement, l'Institut*, 1840. —

97. Gangbildungen.

Dieselbe Kraft, welche die flüssige Lava aus dem Inneren bis an den oberen Rand des Kraters oder an die Oeffnung der Aus-

flussspalte steigen macht, drängt sie auch aufwärts in Klüfte der Kegelmasse oder des angrenzenden Bodens. Die Zerklüftung selbst kann eine Wirkung des starken von unten her wirkenden Druckes sein. Durch das Erstarren der injicirten Lava in diesen Spalten entstehen Gänge *(dykes)*, die sich von denjenigen, die durch ein Eindringen der Sedimentmasse von oben (55), oder durch Aussonderung aus dem Nebengestein (85) gebildet wurden, wesentlich unterscheiden, obgleich zuweilen es zweifelhaft bleiben kann, ob in einem gegebenen Fall der eine oder der andere Ursprung der wahrscheinlichere sei.

Die Entstehung von Gängen durch Injection von unten ist eine in vulcanischen Gegenden beobachtete Thatsache. Seitenausbrüche des Aetna erfolgen gewöhnlich aus plötzlich eröffneten, meilenweit in der Richtung gegen die Axe des Vulcans fortsetzenden Spalten, in denen die Lava bis an den oberen Rand steigt und da, wo die von unten her drängenden Dämpfen grössere Kraft entwickeln, überfliesst. An diesen Stellen entstehen durch den Auswurf auch Schlackenkegel. Bei dem Ausbruch des Aetna von 1669 erstreckte sich die Spalte aus der Nähe von Nicolosi 10 Miglien weit bis über das Piano del Lago hinaus (Spallanzani nach Borelli), und über einer zweiten in ihrer Nähe geworfenen Spalte entstunden die Monti Rossi. Aehnliche Spalten, obgleich von geringerer Länge, öffneten sich bei der Eruption von 1832 (Elie de Beaumont). Auch dem Vesuv ist diese Erscheinung nicht fremd. Bei dem Ausbruch von 1834 erhoben sich am Rande des aus dem Hauptkrater gegen Mittag abfliessenden Stromes drei Schlackenkegel über einer gegen die Axe zulaufenden Spalte, und aus dem untersten ergoss sich, unter heftigem Auswurf von Lapilli und Asche, die Lava an die Oberfläche. — Durch das Ausfliessen oder Zurücksinken der Lava bleiben die Spalten zuweilen leer, obgleich bedeckt von in der Höhe erstarrter Lava oder von Schlackenauswurf. Die Spalte der Monti Rossi enthält eine Folge unterirdischer Kammern und im Zickzack laufender Canäle, von 1 bis 4 Meter Weite, bekannt als *Grotta dei Palombi*. Auch die Spalte von 1834 am Vesuv hat einen unterirdischen Canal zurückgelassen.

An den verticalen Abstürzen alter Krater sind die Gangausfüllungen oft sehr schön entblösst; es steigen die Gänge vertical

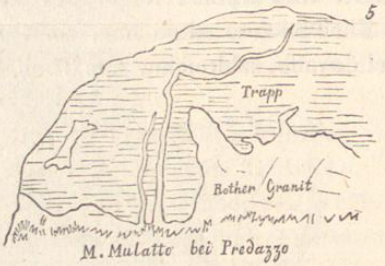
oder in Biegungen, die Lapilli- oder Lavaschichten durchbrechend, in die Höhe, keilen hier sich aus, noch ehe sie die Oberfläche erreicht haben, oder drängen sich zwischen die Schichten ein und verlieren sich, ohne dass man sie bei der Gleichartigkeit des Gesteins mit Sicherheit weiter verfolgen kann. Nicht selten ist die Lava dieser Gänge senkrecht auf die Wandungen der Spalte prismatisch abgesondert. Der frühere Kegel des Vesuv, der sich in der Somma zum Theil noch erhalten hat, zeigt an seinem Absturz gegen das Atrio del Cavallo, zahlreiche, zum Theil klafterdicke Gänge,

2.

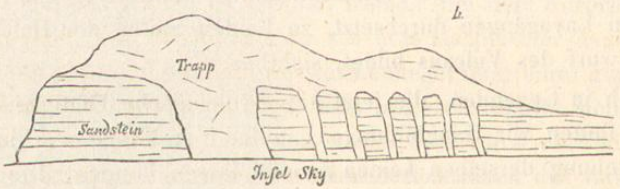
und auch an den Wänden des jetzigen Kraters fehlen sie nicht. Gleich ausgezeichnet wie an der Somma zeigen sie sich am Absturz des centralen Aetna gegen Val del Bove, oft so deutlich prismatisch abgesondert, dass man aufgeschichtete Holzscheite zu sehen glaubt. An der steilen Nordküste von Stromboli sind die in einander greifenden Lager von Lava und Schlammconglomerat, von verticalen Lavagängen durchsetzt, zu beiden Seiten der Halde, die den Auswurf des Vulcans bildet, sichtbar.

Auch in Gegenden, die jetzt keine vulcanische Thätigkeit mehr zeigen, finden wir Gangbildungen, unter Verhältnissen, die über die Entstehung derselben keinen Zweifel lassen können. Die Steinart dieser Gänge ist zum Theil von derjenigen neuerer Laven nicht wesentlich verschieden, und oft, wie bei diesen, senkrecht auf die Wandungen prismatisch abgesondert; in freilich seltenen Fällen sieht man sie von einer tiefer liegenden ausgedehnten Lavamasse aufsteigen und sich in der Höhe verästeln oder auskeilen; zuweilen aber ist diese tiefere Grundmasse nicht sichtbar und die Gänge hangen umgekehrt mit einer in der Höhe ausgebreiteten Lavamasse zusammen, so dass es unentschieden bleiben kann, ob dieselben

von oben her in die Spalten eingedrungen seien, oder ob die durch die Spalten aufgestiegene Lavamasse sich an der Oberfläche ausgebreitet habe. Schöne Beispiele von Gängen, die aus einer sichtbaren Grundmasse aufsteigen und sich nach oben auskeilen, finden sich bei der Höhle der Costa di Ballon, am M. Mulatto bei Predazzo (Fig. 5). Die untere Hälfte der hohen und steilen Berg-

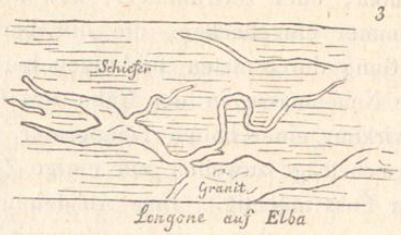


masse besteht aus rothem Granit mit zum Theil sehr grossen Elementen, die obere aus schwarzem Trapp; an der Grenze beider Gesteine, in ungefähr mittlerer Berghöhe, steigen vielfache Gänge des Granits in dem Trapp aufwärts; die Abstürze des Trapps zeigen Durchschnitte von Gängen, die man für eingeschlossene Stücke halten könnte; die Hauptmasse selbst des Granits ist nach oben zackig gegen den Trapp begrenzt. An den Küstenaufrissen der schottischen Insel Sky (Fig. 4) sieht man dagegen die aufliegende



Trappmasse in vielen Gängen durch die horizontalen Sandstein- und Kalksteinlager niedersetzen. — Die von diesen älteren Gängen durchsetzten Steinarten sind oft selbst auch lavaartige Substanzen, oft aber Sandsteine, Kalksteine, Schiefer oder andere Bildungen von nicht vulcanischem Ursprung und von sehr verschiedenem Alter. Zuweilen sind dann die Schichten an den Saalbändern des Ganges aufwärts gebogen, als ob die aufsteigende Masse gewaltsam sich die Kluft erweitert hätte; oder sie sind vielfach gekrümmt, durch

einander verflochten, oder zertrümmert; zuweilen auch sind in dem Gange Trümmer eingebacken, die offenbar aus den tiefer liegenden, vom Gang durchsetzten Bildungen herstammen; häufig endlich zeigt die Nebenmasse in der Nähe des Ganges deutliche Spuren der Einwirkung einer hohen Temperatur. — Die Mächtigkeit dieser Gänge beträgt zuweilen nur einige Zoll, andere sind bis 50 und mehr Fuss mächtig. Ihre Ausdehnung im Streichen ist selten bekannt, aber mehrere sind meilenweit verfolgt worden, ohne dass man ihr Ende gefunden hätte. Der Clevelanddyke erstreckt sich aus dem westlichen Theile von Durham, indem er die Tees durchschneidet, quer durch Yorkshire und die Clevelandhügel bis an die Küste bei Whitby; seine bekannt gewordene Länge steigt über 70 engl. Meilen, seine Mächtigkeit bei Whitby auf 10 Yards (Bakewell). — In den einen Gegenden sind die Gänge vereinzelt und weit aus einander liegend, in anderen so dicht gedrängt, dass das Nebengestein beinahe verschwindet. — Auf Anglesea zählt man auf einem Raume von 2 engl. Meilen mehr als dreissig Gänge; an einer der Küsten von Sky sieht man auf eine Länge von etwa 50 Yards zuweilen sechs bis acht Gänge von 5 bis 20 Fuss Mächtigkeit (Fig. 4). Nicht selten kommen Gänge verschiedenen Alters vor, so dass ältere von jüngeren, und diese wohl von noch jüngeren durchsetzt werden. — Die Mehrzahl der Gänge steht vertical, so dass horizontal stratificirte Massen senkrecht durchschnitten werden. In einzelnen Fällen sieht man Gänge vertical aufsteigen, dann plötzlich sich umbiegen und zwischen die Schichten eindringen, so dass sie, wenn der verticale Theil derselben zufällig verdeckt wäre, mit anderen untergeordneten Zwischenlagern verwechselt werden könnten. Zuweilen folgen aber auch die Gänge jeder Richtung, sind mehrfach gebogen, bald stark angeschwollen, bald fast verdrückt, oder sie verästeln sich nach allen Seiten, so dass die durchsetzte Masse ein verwickeltes Geflechte von Gängen und Gangtrümmern darbietet, worin der ursprüngliche Stoff nur mit Mühe erkannt wird. Seltsam gewundene Granitgänge mit starken Anschwellungen und vielen Verästlungen sieht man im Schlossgraben von Longone alto auf Elba (Fig. 3); die Gänge durchsetzen einen quarzigen Talkschiefer.



Longone auf Elba

Die Stoffe, welche die Gänge ausgefüllt haben, oder die Gangmassen, sind sehr verschiedenartig. In bergmännischer Beziehung unterscheidet man Gesteinsgänge, durch Felsarten gebildet, die für sich auch in grösseren Massen vorkommen, wie Gänge von Dolerit, Basalt, Diorit, Porphyr, Granit, und Erzgänge, welche nutzbare Metalle oder Metallverbindungen einschliessen. Auch in diesen ist jedoch das Erz meistens verbunden mit Gangarten oder steinartigen Mineralien, gewöhnlich Quarz, Hornstein, Kalkspath, Braunspath, Schwerspath, Flussspath, Thon, die von der Steinart des Nebengesteins ganz verschieden und durch die Saalbänder gegen dasselbe begrenzt sind. Nicht selten kommen mehrere Gangarten zugleich vor und vertheilen sich, so wie die Erze selbst, auch symmetrisch nach Lagen oder Zonen, die dem Gang parallel sind. In einem Gange bei Freiberg werden beide Saalbänder bedeckt von krystallinischem Quarz, auf diesen folgt zu beiden Seiten eine Zone von schwarzer Blende gemengt mit Schwefelkies, noch mehr gegen die Mitte des Ganges zu folgen Bleiglanz und verschiedene Silbererze, und die Mitte selbst wird von Kalkspath gebildet. Der Gang *Segen Gottes* bei Gersdorf zeigt von den Saalbändern aus dreizehn verschiedene Lagen von Flussspath, Schwerspath, Bleiglanz u. s. w. bis zur Mitte, die aus Kalkspath besteht. Zuweilen sind auch in der Mitte kleine und grössere Räume nicht ausgefüllt worden, und die innerste Substanz ist dann in Drusen auskrystallisirt. Es sind Bildungen, die auffallend an die Mandelausfüllungen der Agatdrusen erinnern (p. 242). Nicht alle Erzgänge zeigen übrigens diese Regelmässigkeit; in vielen ist die Gangart ein einfaches Mineral, öfters Quarz, und das Erz kommt nesterweise darin verwachsen vor, oder verdrängt auch stellenweise die Gangart.

Wenn die Erzgänge in einer Masse, netzartig einander durchkreuzend, in so grosser Zahl vorkommen, dass das Nebengestein nur untergeordnet erscheint, als ob eine in jedem Sinn vielfach zerspaltene Masse von dem Erz durchdrungen worden wäre, so heisst der Bergmann dieses Vorkommen ein Stockwerk. — Zinnstein bricht auf reichen, weit ausgedehnten Stockwerken im Granit zu Geyer und Schlackenwald, im Greisen zu Zinnwald, in einem grauen Porphyr zu Altenberg, im Granit und Thonschiefer in Cornwall. — Kupferkies kommt in Stockwerken oder auch ganz massigen Stöcken vor, die aus dem gänzlichen Verdrängen des Nebengesteins entstanden zu sein scheinen, zu Fahlun in einem talkhaltigen Hornblendgestein, begleitet von mannigfaltigen anderen Erzen und Mineralien, zu Agordo in schwarzem Thonschiefer, in Toscana als Gänge und grosse Knollen, bis viele 100 Centner schwer, im Serpentin. — Magneteisen hat den Taberg in Schweden, bei 400 Fuss hoch und 1600 Fuss lang, so vielfach durchdrungen, dass das dioritische Nebengestein beinahe verdrängt worden ist; ein Stockwerk von Magneteisen von 500^{m} Länge, 400^{m} Breite, 300^{m} Höhe, verflochten mit Talk, Kalkspath, Braunspath, Bergkrystall, Schwefelkies, liegt zu Traversella in Piemont im Gneis; der Magnetberg von Nischne-Tagilsk am Ural, 300 Lachter lang, 250 L. breit, 41 L. hoch, ist beinahe eine reine Masse von Magneteisen, die im Porphyr liegt. — Die colossale Masse von Eisenglanz zu Rio auf Elba, wo das Erz durch Tagbau wie in grossen Steinbrüchen gewonnen wird, ist ein Stockwerk im Talkschiefer und Sandstein, die im Inneren des Erzstockes noch in wenigen und kleinen Partieen sichtbar sind.

Literatur: Spallanzani, *viaggi*, 1792, *I*; Necker, *sur la Somma*, *Mém. de Genève II*; —, *Bibl. univ.* 1823; E. de Beaumont, *rech. sur l'Etna*, 1838; Macculloch, *descr. of the Western Islands*, 1819; v. Leonhard, *die Basaltgebilde*, 1832; Daubeny, *on volcanos*, 1826; Fournet, *études sur les dépôts métallifères*, *d'Aubuisson*, *géognosie*, 2e éd., *III*; Daubrée, *sur les amas de minerai d'étain*, *Bull. géol. XII.*

98. Aeltere vulcanische Bildungen.

Nach der Uebereinstimmung der Steinarten und Gestalt schliesst man auf den vulcanischen Ursprung von Bildungen, deren Entstehung nicht mehr innerhalb den Bereich unserer Geschichte oder

selbst der dunkeln Sage fällt. Mit Ausnahme der Monti Rossi ist der Ursprung aller beträchtlicheren Eruptionskegel, die den Aetna umgeben, ein vorhistorischer. Der ausgezeichnete Kegel auf Vulcano, der grosse Krater auf Lipari mit seinem beinahe frisch erscheinenden Lavastrom, die mächtigen Lavaströme, die sich auf Stromboli nach der Ostküste ergossen haben, sind Bildungen, über deren Ursprung man nicht in Zweifel stehen kann, obgleich die Tradition nichts über die Epoche derselben zu sagen weiss. — Auf Ischia und in den Phlegräischen Feldern bei Neapel finden sich alte Krater und Lavaströme zum Theil von vorzüglich guter Erhaltung, und in der Solfatara dringen die Fumarolen des in der Tiefe verborgenen Feuers fortwährend durch den alten Kraterboden. — Grössere Zerstörung haben die alten Vulcane der Umgebung von Rom erlitten, die Krater sind nicht mehr mit Bestimmtheit nachzuweisen, die Ströme haben nur vereinzelte, zum Theil von jüngeren Bildungen bedeckte Stücke hinterlassen; ein Centralpunkt der vulcanischen Thätigkeit befand sich im Albanergebirge, ein anderer in den M. Cimini bei Viterbo. Auch auf der Ostseite des Apennins, am M. Vulture bei Melfi, und westwärts, auf Sardinien, befinden sich Ablagerungen erloschener Vulcane, Kegelberge mit Kratern, aus Schlacken, Sand und Asche aufgeworfen, und Ströme verschiedenartiger Laven. — In Catalonien, in der NO Ecke von Spanien, bedecken vulcanische Bildungen, bei Olot, eine Fläche von etwa 10 geogr. Quadratmeilen, Lyell zählte bei 14 Schlackenkegel mit Kratern, und fand die Lavaströme zum Theil so wohl erhalten, wie neuere Ströme des Aetna. — Im centralen Frankreich finden wir ausgedehnte altvulcanische Sedimente in den Quellbezirken der Loire und des Allier, in Vivarais und Velay. Mehrere Krater und Schlackenkegel sind noch deutlich erkennbar, die Laven, meist dichter als gewöhnlich die neueren Laven sind und oft prismatisch zerspalten, bilden, bald deutliche Ströme, bald in Länge und Breite weit ausgedehnte Plateaux. Westlich von Clermont in Auvergne zählt man auf der granitischen Hochebene, welche das weite Thal der Limagne begrenzt, bei 50 Puy's oder Schlackenkegel, mit einem oder auch mehreren Kratern, einige, vor allen der Puy de Pariou, vorzüglich gut erhalten, andere theilweise zerstört; die Lavaströme

oder Cheires, die von den Kegeln weg oft mehrere Meilen weit allen Wendungen der Thalgründe folgen, so rauh und frisch, dass man nur mit Widerstreben der Ueberzeugung Raum gibt, schon Caesar habe dieselben in gleichem Zustande wie wir gesehen. Eine altvulcanische Gegend ist auch die Eifel, W von Coblenz am Rhein; die Erhaltung der Kegel und Ströme steht indess derjenigen im centralen Frankreich weit nach.

Der Erguss von Laven und die vulcanische Sedimentbildung überhaupt scheint früher oft unter Formen statt gefunden zu haben, die an den uns genauer bekannten thätigen Vulcanen nicht beobachtet werden. Ueber ausgedehnte Bezirke haben sich geschmolzene Massen in horizontalen Lagen verbreitet, die in ihrer Aufeinanderfolge nicht selten mit neptunischen Sedimenten wechseln und alle Charaktere der ruhigen und regelmässigen Sedimentbildung tragen. Die Mächtigkeit dieser Lager steigt auf 60 bis 100 und mehrere 100 Fuss, sie sind regellos zerklüftet, oder in Prismen abgesondert, oder ungetheilt. Der Abfall der von ihnen gebildeten Plateaux ist stufenartig gestaltet, daher im nördlichen Europa die Steinart derselben Trapp (von Treppe) heisst. Einzelne dieser horizontalen Lager von Trapp sind Gangmassen, die zwischen horizontal geschichtete Kalkstein- und Sandsteinmassen eingedrungen sind. Andere hangen deutlich mit vertical abwärts gehenden Gängen zusammen und ihre Masse scheint durch diese aufgestiegen zu sein und sich an der Oberfläche horizontal ausgebreitet zu haben, wie Wasser oder eine andere vollkommen und längere Zeit flüssig bleibende Substanz. Von vielen anderen dieser Trappmassen ist weder die eine noch die andere Art dieser Entstehung direct nachzuweisen. — Der grössere Theil von Island besteht aus horizontal geschichtetem Trapp; eben so die Inseln Sky und Mull unter den Hebriden, die Grafschaft Antrim im NO Irland; in Schweden die Kuppengebirge der Kinnekulle, des Billingen, des Hunnebergs und Hallebergs in Westgothland; im südlichen Frankreich die altvulcanischen Massen in Velay, Cantal und am Mont-Dore.

Näher noch stehen den neptunischen Bildungen die weit verbreiteten Ablagerungen vulcanischer Gesteine, die unter einer allgemeinen Benennung als vulcanische Tufe zusammengestellt

werden. Es sind geschichtete Massen von meist lockeren Gesteinen, die bald den Auswurfproducten von Lapilli, Sand und Asche, bald verwitterten Laven, bald Laven von loser Aggregation ähnlich sehen und nicht selten in gewöhnliche Thone, Sandsteine und Conglomerate übergehen, auch wohl organische Ueberreste einschliessen. Bald glaubt man in ihnen submarine Ablagerungen des von den Gewässern verschlämmten vulcanischen Auswurfs zu erkennen, bald Lavenausgüsse, die unter hohem Wasserdruck und theilweiser Zersetzung durch das in sie eingedrungene Wasser diese Aggregationsform angenommen haben, bald langsam entstandene Zerstörungsproducte fester Laven und Eruptionsmassen. — Diese Tufe sind es, die das Hügelland der Phlegräischen Felder und der nahen Inseln, so wie den grösseren Theil der Römischen Campagna bilden; mit verändertem Charakter finden wir sie in den Euganeen, in den Gebirgen von Vicenza und im centralen Frankreich; in grosser Ausdehnung treten sie in Ungarn und in der Eifel auf.

Im Gegensatz zu diesen horizontal abgelagerten zeigen sich vulcanische oder denselben nahe verwandte Gesteine als Erhebungen über dem Erdboden, deren Gestalten durch den ursprünglichen Bildungsprocess selbst bestimmt worden zu sein scheinen. Es sind massige oder in Säulen abgesonderte Kuppen, von geringer bis zu mehreren hundert Fuss Höhe. Oder der Berg erscheint als ein regelmässiger Dom, glockenähnlich, von parabelähnlichem verticalem, und kreisförmigem horizontalem Durchschnitt, mehrere hundert bis viele tausend Fuss hoch, im Inneren massig oder vielfach von Gängen durchzogen. Oder die Anschwellung ist ein flaches Kugelsegment von geringer Höhe, aber weit ausgedehnter Basis. — Es sind diese Kuppen, Dome und Kugelabschnitte oft enge mit anderen Gestalten der vulcanischen Bildungen verbunden, oft auch erscheinen sie selbständig, mehrere Dome zu einer Gruppe vereinigt. Als eine der gewöhnlicheren Gestaltungen erscheint ein sehr weiter Krater, von einem nach innen sehr steil, nach aussen flach abfallenden Ringwall umschlossen, dessen Lager kegelförmig dem äusseren Abfall folgen, und in der Mitte des Kraterbodens erhebt sich als Centralmasse ein zweiter Kraterkegel, oder ein geschlossener Dom zu meist grösserer Höhe als der äus-

sere Wall. Oder der weite Kraterboden ist flach geblieben und bildet ein weites Circusthal, bis auf einen oder mehrere Ausgänge von schroffen Felsabstürzen umschlossen. — Zu den domartigen Bildungen sind in Italien die Centralmasse der Roccamonfina bei Gaeta, der M. Cavo die Centralmasse des Albanergebirgs, der M. Amiata an der Südgrenze von Toscana, und die gruppenartig vereinigten Dome der Euganeen zu zählen. In der Auvergne stehen die Glockenberge der Puys de Dome, de Sarcouy, de Clierzou u. a. mitten zwischen den Eruptionskegeln. Die ausgezeichnetsten Dome erheben sich in der Kette der Anden; der Chimborazo in Quito, der Tolima in Neu-Granada und andere der höchsten Gipfel in der vulcanischen Reihe von Südamerika haben niemals Eruptionen gehabt, und ihre äussere, regelmässig gewölbte Gestalt erlaubt nicht, unter der Schneebedeckung ihrer Gipfel alte Krater zu vermuthen. — Ein Ringwall mit centraler Masse ist die Somma am Vesuv; grossartiger und vollständiger erhalten sind die Ringwälle des Albanergebirgs, der Roccamonfina, der Insel Vulcano, der Insel Pantellaria, des Pic von Teneriffa und viele andere. — Ein Circusthal ohne centrale Masse, aber von vulcanischem Ringwall umschlossen, ist am Mont-Dore das grosse Thal, worin die heissen Bäder stehen; das grosse Circusthal des Cantal erscheint als eine Uebergangsform, indem im Inneren die Erhebungen, unter denen der Puy-Griou die beträchtlichste ist, doch nicht die Höhe und Bedeutung anderer centralen Massen erreichen; eine analoge Bildung zeigt die Insel Santorin im griechischen Archipel, nur dass hier die Niederung des Kraters vom Meere bedeckt wird und nur einzelne centrale Spitzen auftauchen; auch die Val del Bove kann als ein Circusthal gelten, wenn die ganze Aetnamasse als der Ringwall betrachtet wird; das ausgezeichnetste Beispiel aber eines Circusthales bietet die Insel Palma, eine der Canarischen Inseln, dar.

Wie die älteren Korallenbildungen, Strombildungen und Gletscherbildungen von den neueren, unterscheiden sich die älteren vulcanischen Bildungen von denjenigen, die wir noch jetzt entstehen sehen, vorzüglich auch durch ihre grösseren Dimensionen, selbst da, wo die Gestaltung identisch scheint. Wir stellen zur Verglei-

chung die Höhen der in historischer Zeit durch vulcanischen Auswurf entstandenen Kegel neben die Höhen älterer Vulcane und vulcanischer Massen; beide Höhen sind über der sichtbaren Basis der vulcanischen Gesteine angegeben.

Neuere Vulcane.		
Monte Nuovo, bei Pozzuoli	428′	Hoffm.
Monti Rossi, über Nicolosi	880	—
Aetnakegel, über Piano del Lago (9000′)	1213	Cacciat.
Jorullo über die frühere Ebene	1480	v. Humb.
Aeltere Vulcane.		
Stromboli	2775′	Hoffm.
Vesuv	3640	—
Carguairazo	5706	la Cond.
Tunguragua, über Quito (9000′)	6471	v. Humb.
Pico der Azoren	7328	Ferrer.
Pichincha, über Quito	8644	v. Humb.
Cotopaxi — —	8662	—
Antisana — —	8956	—
Popocatepetl, über Mexico (7000′)	9626	—
Aetna	10213	Cacciat.
Pic von Teneriffa	11424	Borda.
Mowna-Roa auf Owaihi	12693	Horner
Ringwälle.		
Plomb du Cantal üb. der Thalfläche	3257′	Karte Frankr.
Somma am Vesuv	3431	Hoffm.
Mont-Dore, P.d.Sancy üb. d. Hochfl. (2000′)	3812	Delamb.
Pico de los Muchachos, auf Palma	7234	v. Buch.
Dome.		
Sarcouy, über der Hochfläche (2500′)	1064	Ramd.
Puy de Dome — —	2048	—
M. Cavo, über dem Albanersee	2062	Hoffm.
Gipfel von Pantellaria	2480	—
M. Amiata, über S. Salvatore	2874	—
Chimborazo, über Quito	11150	v. Humb.

In oft stärkerem Verhältniss als die verticale Höhe wächst die horizontale Ausbreitung der Massen.

Eben so grosse Differenzen finden sich zwischen den Durchmessern der neueren Krater und denjenigen der kraterähnlichen Circusthäler. Es steigen diese Durchmesser auf folgende Grössen:

Krater der Insel Ferdinandea	180′	Const. Prév.
Krater des Aetna (1834)	1080	El. d. B.
Krater des Vesuv	2150	— —
Krater des Pichincha	4600	— —
Krater von Taal (Philippinen)	5200	— —
Krater von Kiraeua (Owaihi)	14200	— —
Circusthal des Mont-Dore	9200	— —
Circus der Somma am Vesuv	11100	— —
Circus der Insel Santorin	22500	— —
Circus der Val del Bove	28000	— —
Circus des Cantal	30800	— —
Circus der Caldera von Palma	34300	v. Buch.

Ueber die Bildungsgeschichte der älteren vulcanischen Sedimente, die sich entweder durch ihre Masse, oder ihre Gestalt von den in historischer Zeit entstandenen unterscheiden, ist die Wissenschaft noch zu keiner allgemeinen Verständigung gelangt. Const. Prévost, Lyell, Scrope, Boué u. a. erkennen keinen wesentlichen Unterschied an zwischen neueren Aufschüttungskegeln, wie die M. Rossi und die vielen secundären Kegel am Aetna sie zeigen, und den älteren vulcanischen Kraterkegeln; auch die grössten dieser vulcanischen Gebirge sind nach ihnen durch allmählige kegelförmige Ueberlagerung herabgefallener Lapilli- und Sandmassen und erstarrter Laven entstanden; die Ringwälle sind Ueberreste älterer Kraterwälle, in deren Mitte sich neue Kegel permanent erhoben haben, wie noch jetzt es vorübergehend in den neueren Kratern des Vesuv und Aetna bei fast jeder Eruption geschieht; die horizontal ausgedehnten Trapp-plateaux sind Lavafelder, die von zerstörten, höher gelegenen Kratern ausgeflossen sind; die Domgestalten ohne Krater sind Erzeugnisse von Laven, die so zähflüssig waren, dass sie teigartig sich über der Oeffnung anhäuften. L. v. Buch, E. de Beaumont, Dufrénoy u. a. sehen diese Erklärung nicht für genügend an, weil die Lava- und Tuflager, welche die Hauptmasse der älteren Vulcane, und selbst auch des M. Nuovo bilden, zu steil geneigt und zu gleichmässig dick am oberen Kraterrand und am Fuss des Kegels seien, als dass sie in dieser Stellung sich gebildet haben könnten, weil ferner die Dimensionen dieser Massen, besonders der Circusthäler, zu gross wären, als dass man sie mit den secundären Aufschüttungskegeln und mit wahren Kratern vergleichen könnte; ihrer Ansicht zufolge lagen die gleichmässig dicken Trapp- und Tuflager der vulcanischen Kegel ursprünglich horizontal, wie jetzt noch die horizontal stratificirten Trappe, und eine von unten her wirkende Kraft, analog derjenigen, die noch jetzt die Laven und Canäle durch die Krater in die Höhe treibt, hat diese Decken gehoben und zu Domen, oder, wo diese Decke zersprengt wurde, zu Kraterkegeln und Ringwällen gestaltet; die grösseren Krater und Circusthäler sind Erhebungskrater (*cratères de soulèvement*), im Gegen-

satz der kleineren Auswurfskrater (*cratères d'éruption*). — Die nähere Darstellung der letzteren Ansicht muss dem folgenden Capitel zufallen.

Literatur. Ueber die Azoren: Webster, *descr. of the island of S. Miguel*, 1821; Vargas-Bedemar, *viagem as da Madeira e Azores*, 1837.
Ueber die Canarischen Inseln: Bory de S. Vincent, *essai sur les iles Fortunées*, 1803; v. Buch, *Beschr. der Can. Inseln*, 1825, *franz. mit Zusätzen*, 1836.
Ueber den Aetna: Dolomieu, *les iles Ponces et les produits de l'Etna*, 1788; Recupero, *storia nat. dell' Etna*, 1815; Ferrara, *i campi flegrei della Sicilia*, 1810; —, *storia naturale della Sicilia*, 1813; —, *descr. dell' Etna*, 1818; Lyell, *principles III*; Daubeny, *on volcanos*, 1826; Hoffmann, *geogn. Beob.* 1839; Élie de Beaumont, *rech. sur le M. Etna*, 1838.
Ueber die Liparischen Inseln: Dolomieu, *voy. aux iles de Lipari*, 1783; Spallanzani, *viaggi*, 1792; Hoffmann, *über die Lipar. Inseln*, in *Poggd. XXVI.*
Ueber die Gegend von Neapel: Breislak, *voy. phys. et litholog. dans la Campanie*, 1801, *übers. von Reuss*, 1802; v. Buch, *geog. Beob. auf Reisen*, 1809, *II*; Monticelli, *storia dei fenomeni del Vesuvio*, 1821; —, *prodromo della mineralogia Vesuviana*, 1825; Pilla, *geologia vulcanica della Campania*, 1823; —, *die vulc. Gruppe von Roccamonfina in Leonh. und Bronn*, 1841; Dufrénoy, *les environs de Naples*, 1838; Abich, *Bericht über Roccamonfina* in *Leonh. und Bronn*, 1839; —, *die vulc. Ersch. in Unter- und Mittel-Italien*, 1841.
Ueber die Ponza-Inseln: Dolomieu, *mém. sur les iles Ponces*, 1788; P. Scrope, *on the Ponza-islands*, *Geol. Trans. II.*
Ueber Rom: Breislak, s. o.; v. Buch, s. o.; Brocchi, *stato fisico del suolo di Roma*, 1820; —, *catalogo ragionato di una raccolta di rocce*, 1817; Procaccini-Ricci, *viaggi in vulcani spenti d'Italia*, 1814; Hoffmann, *Beschaffenheit des röm. Bodens*, in der *Beschr. von Rom, von Plattner, Bunsen u. a.*, 1830, *I* und *Poggd. XVI.*
Ueber M. Amiata: Santi, *viaggio al M. Amiata*, 1795.
Ueber die Euganeen: Da Rio, *Acad. di Torino* 1824; —, *Oritologia Euganea*, 1836; P. Scrope, *on Padua, Vicenza and Verona*, *Edinb. J. of Sc.* 1822.
Ueber das Vicentinische: Arduino, *mem. chim. miner. etc.* 1775; —, *Mem. della Soc. Ital. VI*; Strange, *Phil. Trans.* 1775; —, *dei monti colonnari etc. del stato Veneto*, 1778; Fortis, *la valle vulcanico-marina di Ronca*; —, *Mém. pour servir à l'oryctogr. de l'Italie*, 1802; Brongniart, *terr. calcareo-trappéens du Vicentin*, 1823; Maraschini, *le formazioni del Vicentino*, 1824.
Ueber Süd-Frankreich: Giraud-Soulavie, *h. n. de la France mérid.* 1780; Faujas de S. Fond, *les volcans éteints du Vivarais et du Velay*, 1778; Montlosier, *les volcans d'Auvergne*, 1802; v. Buch, s. o.; Steininger, *die erloschenen Vulcane in Süd-Frankreich*, 1824; Dufrénoy und Elie de Beaumont, *sur les groupes du Cantal et du M. Dore*, *A. d. M.* 1835; Burat, *terrains volc. de la France centrale*, 1833; Bouillet, *topogr. minéral. du Puy de Dome*, 1829; —, *vues et coupes des form. géol. du Puy de Dome*; 1828—30; —, *itinéraire du Dep. du Puy de Dome*, 1831; — *itinéraire minér. de Clermont à Aurillac etc.* 1832; —, *descr. hist. et scient. de la Haute Auvergne*, 1834; Bertrand-Roux, *les environs du Puy en Velay*, 1823; P. Scrope, *on the geology of central France*, 1827; Deribier de Cheissac, *statist. du Dép. de la Haute Loire*, 1824; Desgénevéz, *le Cantal et les monts Dore*, *Mém. de la soc. géol. I*; Fournet, *les révolut. succes. dans les M. Dores*, *Ann. des Min. V*, 1834; Pissis, *t. volc. du centre d. l. France*, *Bull. géol.* 1843.
Ueber Schottland und nordeuropäische Inseln: Pennant, *tour in Scotland and to the Hebrides*, 1776; Faujas de S. Fond, *voyage en Angl., en Ecosse et aux Hébrides*, 1797; Jameson, *Min. of the Shetland Islands*, 1798; —, *Min. of the Scotish. Isles*, 1800; Macculloch, *desc. of the Western Islands*, 1819; Necker, *voyage en Ecosse et aux Hébrides*, 1821; Boué, *essai géol. sur l'Ecosse*, 1820; Oeynhausen und v. Dechen, in *Karstens Archiv*, 1829 u. f.; Hamilton, *letters concerning the county of Antrim*, 1786; Berger, *über Antrim in Geol. Trans. III*; Forchhammer, *über die Faröer*, *Karstens Arch. II*, 1830; Graba, *Reise nach Feroe*, 1830; U. v. Troil,

Briefe auf einer Reise nach Island, 1779; Mackenzie, *travels in Iceland*, 1810; Henderson, *journal of a resid. in Iceland*, 1818; Garlieb, *Island, rücks. seiner Vulcane*, 1819; Thilmann, *naturh. Bemerk. auf einer Reise im Norden von Europa, vorzüglich in Island*, 1829; Krug v. Nidda, *geogn. Darstell. der Insel Island*, in *Karstens Archiv, VII*, 1824.

Ueber die Rheingegenden: Steininger, *die erloschenen Vulcane in der Eifel und am Niederrhein*, 1820; —, *neue Beiträge etc.* 1821; Keferstein, *die Basalte des W Deutschl.* 1820; Van der Wyck, *Uebers. der rhein. erlosch. Vulcane*, 1826; Oeynhausen und von Dechen, *die vulcan. Gebirge am Niederrhein* in *Hertha XII*; Hibbert, *hist. of the extinct vulcanos of the basin of Neuwied*, 1832; Warmholz, *das Trappgebirge am südlichen Rande des Hundsrücken, Karstens Arch. X*, 1837; Thomas, *der vulcan. Rodeberg bei Bonn*, 1835; Nöggerrath, *Rheinland-Westphalen*, 1822—26; Nose, *orograph. Briefe über das Siebengebirge*, 1789—91; Zehler, *das Siebengebirge und seine Umgeb.* 1837; v. Ittner, *der Kaiserstuhl in mineral. Hinsicht, Eleutheria III*, 1820; Selb, *die Vulc. der Basaltberge in Schwaben, v. Leonh. Taschenb.* 1823; Eisenlohr, *geogn. Beschr. des Kaiserstuhls*, 1829.

Ueber die Rhön: Schneider, *Beschr. des Hohen-Rhöngebirges*, 1816; v. Leonhard, *die Phonolithberge der Rhön*, 1827.

Ueber SO Europa: Beudant, *voyage en Hongrie*, 1822; Boué et Lill de Lilienbach, *Mém. de la soc. géol. I*, 1834; Boblaye et Virlet, *expéd. scientif. en Morée*, 1833; Fiedler, *Reise durch Griechenland* 1840.

Ueber Asien und Afrika: Dubois, *voyage autour du Caucase*, 1829; A. de Humboldt, *fragmens asiatiques*, 1831; —, *Asie centrale*, 1843; Raffles, *hist. of Java*, 1817; Bory de S. Vincent, *voyages aux îles d'Afrique*, 1801.

Ueber Mexiko und Süd-Amerika: A. v. Humboldt, *vues des Cordillières*, 1810; —, *essai polit. sur la Nouv. Espagne*, 1809; —, *gisement des roches*, 1823; —, *über die Vulcane von Quito, in Leonh. und Bronn*, 1837 und 1838; Burkart, *Reise in Mexiko*, 1836; Pentland, *über die Anden v. Bolivia, Bergh. Ann. XI.*

99. Steinarten der vulcanischen Sedimente.

Die vulcanischen Producte, sowohl die Laven selbst, als die Lapilli, der Sand und die Asche, die als ausgeworfene Lavatrümmer die Oeffnung des vulcanischen Schlundes umgeben, sind in ihrer mineralogischen Beschaffenheit sehr mannigfaltig. Nicht nur unterscheiden sich in der Regel die Ströme des einen Vulcans von denjenigen anderer Vulcane, sondern auch die Laven, die in verschiedenen Epochen sich aus dem nämlichen Vulcan ergossen haben, sind zuweilen wesentlich von einander abweichend. Die Laven des Aetna sind sehr verschieden von denjenigen der Liparischen Inseln, und diejenigen von Lipari auch von denen von Stromboli, von allen diesen Laven weichen diejenigen des Vesuv ab. Die verschiedenen Ströme des Vesuv zeigen grosse Mannigfaltigkeit in ihrer Beschaffenheit, im Gegensatz einer auffallenden Einförmigkeit der Aetnalaven.

Eine Classification dieser Gesteine findet grosse Schwierigkeiten, weil durch Uebergänge jede Lavaart mit den anderen sich verbindet und keine schärfere Trennung gestattet. Man kann vorerst,

nach älterer Methode, eine Scheidung in glasige und steinerne Laven versuchen; die ersteren (Obsidian, Bimsstein, Perlstein, Pechstein) in ihrer Grundmasse wesentlich unkrystallinisch, dicht und homogen, durchscheinend, mit starkem Glas- oder Fettglanz; die letzteren aus deutlich erkennbaren oder mikroskopischen Krystallen zusammengesetzt, bis dicht. Zu einer gründlicheren Kenntniss, als diese von dem Aggregationszustand hergenommene Eintheilung, führt aber die Berücksichtigung der mineralogischen oder elementaren Bestandtheile.

Als wesentlicher Bestandtheil der krystallinischen Laven erscheint in der Regel eine Feldspathspecies (*Orthoklas, Albit, Labrador* u. a.) oder ein verwandtes Silicat (*Zeolithe, Leucit, Hauyn*), und auch die amorphen oder glasigen Laven schliessen sich, nach ihrer elementaren Zusammensetzung, enge an Feldspathgesteine an. Viele Laven bestehen wesentlich nur aus einer oder mehreren dieser Feldspatharten, und andere Mineralien, die darin eingemengt sind, müssen als zufällige betrachtet werden. Eine zweite Gruppe steinerner Laven besteht wesentlich aus einem Gemenge von Feldspath oder einer ihn vertretenden Substanz und mehreren anderen Mineralien, unter denen besonders Augit als constanter Bestandtheil sich geltend macht. Mit der Zusammensetzung ändert sich auch das spec. Gewicht, so dass umgekehrt oft schon aus diesem auf jene geschlossen werden kann. — Dieser verschiedenen Zusammensetzung zufolge unterschied man früher schon Feldspathlaven und Augitlaven, und fügte später denselben als dritte Gruppe die Leucitlaven bei, die jedoch den Augitlaven so nahe stehen, dass es nicht zweckmässig erscheint, sie als besondere Gruppe bestehen zu lassen. Das genauere Studium der Feldspathfamilie und die Ausdehnung der Untersuchung auf die altvulcanischen oder analog gebildeten Steinarten bewies ferner eine enge Verwandtschaft zwischen den Augitlaven und den als Dolerit und Basalt bekannten Gesteinen, so wie andererseits die Feldspathlaven sich zum Theil enge an die Trachytgesteine anschlossen. Es lassen sich daher allgemeiner die vulcanischen Steinarten trennen in eine Doleritgruppe und eine Trachytgruppe, und, da es keineswegs an Gesteinen fehlt, die den Charakter von beiden tragen, so kann (n. Abich) für diese Uebergangs-

gesteine noch die Gruppe der Trachydolerite zwischen beide gestellt, oder auch, da eine strenge Trennung in der Natur nicht begründet erscheint, mit der einen der zwei Hauptgruppen vereinigt werden.

So wie nun der Kalkreihe und Thonreihe der neptunischen Sedimente sich analoge Steinarten anschliessen, deren Entstehung als wässerige Niederschläge zwar nicht beobachtet worden ist, die aber doch in vielfacher Beziehung der einen oder anderen dieser Reihen sich nahe verwandt zeigen; so stehen auch, sowohl der Dolerit- als der Trachytgruppe andere Steinarten genähert, die man niemals als Lavaströme fliessend gesehen hat, doch aber als analoge Producte betrachten muss, weil sie nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung damit übereinstimmen und als Gänge, Ringwälle, Dome eine ähnliche Gestaltung, so wie, in nicht seltener, prismatischer, kugliger oder plattenförmiger Zerspaltung, eine analoge Structur zeigen. In allgemeiner Uebersicht erhalten wir daher in zwei Gruppen:

Doleritgesteine und Trachytgesteine,

beide aus Steinarten bestehend, die als vulcanische Erzeugnisse wirklich vorkommen, oder damit in engster Verbindung stehen, und in entfernterer Verwandtschaft schliessen sich an dieselben

Augittrappe.	Feldsteinporphyre.
Diallagtrappe.	Syenite.
Hornblendtrappe.	Granite.

Beide Reihen stehen übrigens auch durch mehrere Verbindungsglieder in naher Gemeinschaft, die Dolerite mit den Trachyten durch die Trachydolerite, die Trappgesteine mit den Porphyren und Graniten durch die Diorite und Syenite.

Literatur. T. Bergmann, *de productis vulcan.* 1777, *Opusc. III;* Faujas de S. Fond, *hist. nat. des roches de trapp*, 2de ed., 1813; —, *système mineral. des volcans*, 1819; Dolomieu, *roches qui compos. les mont. volc. Journ. de Phys.* 1794; Hauy, *tr. de minèral.* 1822, *IV;* A. Brongniart, *classif. des roches*, 1827; Cordier, *sur les roches volc. Journ. de Ph.* 1816; —, *classif. méthod. des roches, Leonh. u. Bronn*, 1831; v. Leonhard, *Charakt. der Felsarten*, 1823; d'Omalius d'Halloy, *des roches*, 2de ed. 1841; Pilla, *studi di geologia*, 1840; Abich, *geol. Beob.* 1841; Rose, *Reise in den Ural*, 1842, *II.*

100. Doleritgesteine.

Zu dieser Gruppe gehört der grösste Theil der noch fortdauernd aus thätigen Vulcanen ausfliessenden Laven, und auch aus

älteren Epochen sind die meisten Steinarten, die mit noch erkennbaren Kratern zusammenhangen, oder als Ströme auftreten, derselben beizuzählen. Es sind meist dunkle Gesteine, blasig und porös, oder dicht, Aggregate deutlicher, oder in einander verschmolzener Krystalle, oder dichte Grundmassen, welche ausgeschiedene Krystalle einschliessen. Als einzelne Glieder dieser Gruppe lassen sich unterscheiden:

Dolerit.

Dunkelgraue, bis schwarze Grundmasse, dicht, feinkörnig, oder erdig, welche ausgesonderte Krystalle von Labrador und Augit, zuweilen Hornblende und in oft beträchtlicher Menge fein eingesprengtes Magneteisen, nicht selten auch Olivin enthält; die Grundmasse selbst ist, nach chemischer Prüfung, ein inniges Gemenge der ausgesonderten Mineralien. Spec. Gew. 2,878; Gehalt an Kieselerde 51,01 p. c. — Alle neueren und die Mehrzahl der älteren Laven des Aetna, so wie auch die Laven von Stromboli, sind Dolerite; der grössere Theil der in Strömen vorkommenden vulcanischen Gesteine scheint hieher gezählt werden zu müssen. In Gängen kömmt der Dolerit, sowohl am Aetna, als im Vicentinischen und anderwärts vor. Als altvulcanisches Gestein ist er sehr verbreitet; viele Trapparten von Island sind Dolerite, so der Trapp von Hammersfiord, dessen Zusammensetzung eine höchst merkwürdige Uebereinstimmung mit derjenigen der Meteorsteine von Juvenas und Stannern zeigt; das Gestein des Meissner in Hessen, mehrerer Kuppen bei Eisenach und in Mittel-Deutschland, dasjenige des Kaiserstuhls im Breisgau, so wie vieler Trappmassen in Südfrankreich ist Dolerit. Innig verwachsene Dolerite, deren Elemente nicht mehr erkennbar sind, nennt v. Leonhard *Anamesite.*

Leucitdolerit.

Graue bis dunkelgraue Grundmasse, porös oder dicht, aus innig verschmolzenem Leucit und Augit bestehend; der Leucit meist in grosser Menge als hellgraue, oder weisse Punkte, selten in grösseren, deutlichen Krystallen; die Augitkrystalle schwarz oder grün, gewöhnlich deutlich ausgesondert; Olivin und Magneteisen, theils mit der Grundmasse verschmolzen, theils ausgeschieden; zuweilen auch schwarzer Glimmer, Sodalith, selten Feldspath. Spec. Gew. 2,893; Gehalt an Kieselerde 50,22 p. c. — Es ist die Steinart der neueren Vesuvlaven. Nahe damit verwandt ist der *Leucitophyr*, mit deutlicher ausgebildetem Leucit, das vorherrschende Gestein der Lager und Gänge der Somma, und der Roccamonfina.

Nephelindolerit.

Dunkelgraue, doleritische Grundmasse, mit ausgesondertem, oder mit der Grundmasse verschmolzenem Nephelin, welcher zum Theil vielleicht

den Labrador ersetzt. — Lavamassen des Albanergebirges und von Capo di Bove bei Rom, mit Einschlüssen von Leucit, Hauyn, Mellilith, Breislackit u. a. Mineralien; Kuppe des Katzenbuckels im Odenwald, mit schwarzem Glimmer und Hornblende; Löbauerberg in der Oberlausiz; Vogelsgebirge; Mittelgebirge.

Hauyngestein.

Graue bis schwarzgraue Grundmasse, aus Hauyn, Magneteisen und wahrscheinlich Augit verschmolzen, mit ausgesonderten Körnern von schwarzem oder blauem Hauyn, seltener mit Augit. — Lavagestein der erloschenen Vulcane von M. Vulture bei Melfi in der Basilicata.

Literatur. Siehe den vorigen §. Ueber Nephelindolerit: v. Leonhard und L. Gmelin, *Nephelin im Dolerit am Katzenbuckel*, 1822; v. Schmitz, *über Nephelin im Dolerit des Kaiserstuhls*, *Soc. philom.* 1822.

101. Augittrappe.

Eine scharfe Grenze zu ziehen, zwischen feinkörnigen und dichten Doleriten und den Gesteinen, die als Trapp, Basalt, Augitporphyr und mit anderen Namen beschrieben werden, ist wohl nicht in der Natur gegründet und bis jetzt wenigstens nicht gelungen.

Trapp

Corneus trapezius Wall., *Cornéenne* der franz. Mineral., *Whinstone*, *Toadstone* der Engländer, hiess in der älteren Mineralogie ein hartes, graulich oder grünlich schwarzes Gestein von rhomboidaler Spaltbarkeit, zu schwarzem Email schmelzbar, mit dem spec. Gew. 2,8 bis 3, und nach dieser mangelhaften Charakteristik wurde die Benennung auf wesentlich verschiedene Steinarten angewandt. Lasius bezeichnet damit die Kieselschiefer- und Hornfelsgesteine des Harzgebirges; de Saussure die dioritische Grundmasse von Mandelsteinen; Werner nannte Trapp-porphyr was jetzt Trachyt heisst, Trapp ein inniges Gemeng von Feldspath und Hornblende, wofür später Hauy den Namen Aphanit einführte; Bergmann suchte nachzuweisen, dass der schwedische Trapp von dem Basalt der Insel Staffa nicht wesentlich verschieden sei, und auch der alte Haidinger hält Trapp und Basalt für gleich bedeutende Namen. In neuerer Zeit wird die Benennung Trapp gewöhnlich als eine allgemeinere gebraucht, um sowohl Basalt, als Aphanit zu bezeichnen, besonders wenn man es unentschieden lassen muss, ob das Gestein Augit oder Hornblende enthalte; sie lässt sich ausdehnen auf die ganze Reihe von Gesteinen, die, theils durch ihre nahe mineralogische Verwandtschaft mit den Doleriten, theils durch ihre enge Verbindung unter sich selbst, als petrographisch und geologisch zusammengehörige erscheinen.

Augitporphyr.

Schwarzer P., Melaphyr, P. pyroxénique. Grünlich graue bis schwarze Grundmasse, mit ebenem oder feinsplittrigem Bruch, hart und kaum mit dem Messer ritzbar, dünne Splitter nur an den Kanten zu dunkelgrünem Glase schmelzend, ungefähr 50 p. c. Kieselerde enthaltend, das spec. Gew. nach v. Buch höchstens 2,75, nach Rose, als Mittel der Augitporphyre des Ural, 3,04. Die Hauptbestandtheile dieser Grundmasse scheinen Labrador und Augit, und beide Mineralien, vorzüglich aber Augit, sind auch meist als eingewachsene Krystalle ausgeschieden; zuweilen wird der Augit durch Uralit vertreten. — Von dem Dolerit, der dieselben Bestandtheile enthält, unterscheidet sich der Augitporphyr nicht sowohl durch seinen mineralogischen Charakter, als durch sein Auftreten im Grossen. Vulcanische Gesteine von dieser Zusammensetzung, die mit noch thätigen oder erloschenen Vulcanen in naher oder entfernter Verbindung stehen, heissen Dolerit; wo diese Verbindung ganz fehlt und das Gestein in grossen Massen auftritt, die sich enge an Massen anderer, den neueren Vulcanen fremder Steinarten, an Feldsteinporphyre, Hornblendgesteine, Ophiolithe u. s. w. anschliessen, nennt man es Augitporphyr. — Unter höchst merkwürdigen Verhältnissen kommt der Augitporphyr in Süd-Tyrol, in den Umgebungen des Fassathales vor, und setzt von da aus östlich in die Venetianischen Alpen über, bald als oberste massige Decke der Gebirge, bald als ihr innerer Kern und an verschiedenen Stellen aus den Abhängen hervorbrechend; auch Uebergänge bildend in Diorit und Syenit. Ob die Schwarzen Porphyre des Luganersee's, die bis Biella in Piemont fortsetzen, den Augitporphyren beizuzählen sind, ist wohl noch sehr zweifelhaft; Augit hat bis jetzt darin nicht entdeckt werden können. In der Pfalz, am südlichen Rande des Hundsrücken, erscheint der Augitporphyr meist zu einem dichten, schwarzen Trappgestein verschmolzen, das nur selten Augitkrystalle erkennen lässt, und sich sehr enge an Hornblende führende Gesteine anschliesst, oder auch wohl in dieselben übergeht. In Thüringen und zu Ilefeld am Harz trägt der Schwarze Porphyr ebenfalls einen problematischen, mehr den Hornblendgesteinen sich zuneigenden Charakter. In der Umgebung von Christiania und Holmestrand bildet Augitporphyr und Mandelstein, enge mit Hornblendegesteinen und Feldsteinporphyren verbunden, mächtige Massen, die vielfach in Sandsteine und Schiefer gangartig eingreifen, oder sie auch überlagern. Sehr verbreitet ist der Augitporphyr im nördlichen Ural und im Altai.

Hypersthenfels.

Selagite Cord. Körniges Gemenge aus Labrador oder Oligoklas und Hypersthen; der Labrador meist vorherrschend. In grobkörnigen Abänderungen der Labrador grau, in kleinkörnigen weiss oder grün, der Hypersthen braun bis schwarz. — Als unwesentliche Gemengtheile Olivin,

Glimmer, Magneteisen, Schwefelkies. — Am Harze tritt diese Steinart in bedeutender Entwicklung auf (von Osterode bis Neustadt), obgleich wenig ausgezeichnet; sie findet sich ausserdem bei Neurode in Schlesien, Cornisge auf Sky, Elfdalen in Schweden, im Ural mit kugelförmiger Absonderung, und seit älterer Zeit ist sie auf der S. Pauls-insel an der Küste von Labrador bekannt.

Augitfels.

Lherzolithe Delameth. Klein- bis feinkörnige Augitmasse, grün, selseltener braun oder grau, schimmernd; oft mit Talk und Steatit verbunden; zuweilen mit Einschlüssen von Turmalin, Hornblende, Asbest, Kalkspath. Als grosse stockförmige Massen, zum Theil in ganzen Gebirgszügen, in den Pyrenäen, meist dem körnigen Kalkstein untergeordnet.

Basalt.

Dicht, graulich oder blaulich schwarz, schimmernd oder matt, von unebenem, unvollkommen muschligem, oder fein splittrigem Bruch; seltener mit Anlage zum Körnigen, angedeutet durch hellere Flecken in der dunkeln Grundmasse, als *gefleckter Basalt;* oder mit Poren und Blasen, die oft mit Zeolithen (Stilbit, Mesotyp, Harmatom, Analzim, Chabasie u. s. w.), oder mit Kalkspath oder Arragonit, oder auch mit Quarz oder Chalcedon, ausgekleidet oder ausgefüllt sind, als *mandelsteinartiger Basalt;* oder, durch die Menge meist leerer Blasen, und etwas stärkeren Glanz, schlackenähnlich bis schaumig, als *verschlackter Basalt.* Nach der mechanischen Analyse von Cordier besteht die scheinbar homogene Grundmasse des Basalts aus verschwindend kleinen krystallinischen Theilen von Augit, einer feldspathartigen Substanz und Magneteisen, sie zeigt daher meist Einwirkung auf die Magnetnadel, und schmilzt v. d. L. zu einem schwarzen oder grauen Email. Nach den chemischen Analysen zeigen die meisten und vielleicht alle wahren Basalte einen Gehalt von chemisch gebundenem Wasser, daher der feldspathartige Bestandtheil als ein wasserhaltendes Silicat und die Basalte als eine Zusammensetzung von Augit, einer Zeolithart und Magneteisen betrachtet werden können. Das spec. Gew. schwankt zwischen 2,43 und 3,11, steht aber meist der Zahl 3 sehr nahe, der Gehalt an Kieselerde beträgt im Mittel 44 p. c.; durch Behandlung mit Säuren wird der Basalt in einen gelatinirenden und nicht gelatinirenden Theil zerlegt, der erstere dem Zeolith, der letztere dem Augit entsprechend. In mehreren Basalten hat Knox einen schwachen Bitumengehalt nachgewiesen. — Als eingemengte Mineralien enthält die basaltische Grundmasse beinahe immer lauch- oder olivengrünen Olivin, in runden oder eckigen Körnern, bis zu faustgrossen körnigen Nestern; nicht selten auch Körner, oder Krystalle von Augit; weniger häufig sind Krystalle, oder krystallinische Körner von Feldspath,

Magneteisen, Hornblende, Glimmer, Zirkon. — Vor allen lavaartigen Steinarten zeichnet sich der Basalt vorzugsweise aus durch häufig vorkommende und regelmässige prismatische Zerspaltung. Die Säulenbasalte der schottischen Inseln, Sky, Mull, Staffa (Tab. II Fig. 5) und der Riesendamm (*giants causeway*) auf Antrim sind seit alter Zeit berühmt; auch die Säulenmassen des Meissner in Hessen, von Stolpen in Sachsen, der Gebirge von Vicenza, der Cyklopeninseln (*Faraglioni*) bei Catania sind vielfach abgebildet worden. In Velay und Vivarais erscheint der Basalt in noch gut erhaltenen, mit vulcanischen Kegeln in Verbindung stehenden Strömen. Auch das Gestein des Stromes, der sich oberhalb Clermont in Auvergne aus dem Gravenoire ergossen hat, betrachtet v. Leonhard als wahren Basalt. Häufiger erscheint das Gestein in vereinzelten Kuppen, oder in breiten Hochebenen, wie im Böhmischen Mittelgebirge, im Vogelsgebirge, Westerwald und in der Eifel; oder es durchsetzt in Gängen von oft grosser Mächtigkeit und Ausdehnung, oder in schmalen Gangtrümmern andere Gesteine, unter Verhältnissen, die sein Aufsteigen aus der Tiefe nicht bezweifeln lassen; so an der Pflasterkaute bei Eisenach, an der Blauen Kuppe bei Eschwege, weit ausgezeichneter jedoch auf den Schottischen Inseln, in den Vicentinischen Gebirgen und im südöstlichen Sicilien, am Cap Passaro und auf den Cyklopeninseln.

Wacke.

Eisenthon Wern., *Toadstone* der Engländ. Graue, olivengrüne, braune, bis schwarze Grundmasse, oft gefleckt, matt, erdig und weich, das spec. Gew. 2,25 bis 2,63; meistens mandelsteinförmig, die Höhlungen rundlich, platt linsenförmig, länglicht, oder unregelmässig, leer oder angefüllt mit Zeolitharten, Grünerde, Kalkspath, Arragonit, oder mit verschiedenen Abänderungen von Quarz (Agatdrusen von Oberstein). Als Bestandtheile dieser Grundmasse erkannte Cordier Feldspath, Augit, Magneteisen, Olivin, seltener Leucit, Glimmer, Hornblende, stets mehr oder weniger zersetzt. — Viele Wacken hangen enge mit Basalt und anderen Trappgesteinen zusammen, und scheinen aus der Zersetzung derselben entstanden zu sein; von anderen ist anzunehmen, dass ihre halberdige Beschaffenheit die ursprüngliche und vielleicht aus der Einwirkung des Wassers auf die erkaltende Masse hervorgegangen sei. Zuweilen zeigen diese Gesteine Spuren von Schichtung. — Die Wacke ist ein häufiger Begleiter des Basalts und anderer Trappgesteine, und wechselt mit denselben; auch für sich bildet sie Hügel, die wie Haufwerke mächtiger, halb zerfallener Blöcke, oder zerstörter Felsen erscheinen; oder sie füllt Gangräume aus. — Beträchtliche Hügelmassen von stratificirter Wacke, deren grössere Höhlungen mit Agat ausgefüllt sind, finden sich zu Oberstein in der Pfalz, in Verbindung mit Diorit. In Süd-Tyrol sind mandel-

steinartige Wacken abhängig von Augitporphyren. Im Vicentinischen erscheint eine dunkelgrüne Wacke, ebenfalls mandelsteinartig, als Hauptbestandtheil des Trapptufs, in enger Verbindung mit Basalt. Wohl sind auch, n. Abich, die dunkelbraunen, von Zeolithadern durchzogenen Tufschichten, welche die Basis der Insel Vivara vor dem Golph von Neapel bilden, den basaltischen Wacken beizuzählen.

Trapptuf.

Deutlicher stratificirte, nicht selten marine Conchylien, oder verkohltes Holz einschliessende wackeähnliche Gesteine; oft conglomeratartig, eckige und gerundete Stücke oder grössere Blöcke von Basalt, Dolerit, Wacke, Mandelstein, auch wohl von Granit, Kalkstein und anderen Felsarten enthaltend; in dem grauen, schwarzen oder braunen, halbharten, oft erdigen Teig, der den Trümmern zum Cement dient, häufig Körner und Krystalle von Olivin und Augit. Meistens in Verbindung mit Basalt, nicht selten mit demselben oder auch mit petrefactenreichen Kalklagern abwechselnd, so vorzüglich in den Hügeln von Vicenza (V. Ronca, V Nera, M. Bolca, Chiupan am Astico), und im südöstlichen Sicilien (Lentini, Mellili, Sortino, Buccheri, Vizzini); an beiden Stellen schliesst der Trapptuf selbst häufige Muschelüberreste ein.

Literatur. Ueber Augitporphyr: Maraschini, *saggio geol. sulle formaz. delle rocce del Vicentino*, 1824; v. Buch, *geogn. Briefe über Süd-Tyrol*, 1824; —, *geogn. Erschein. am Luganersee*, *Leonh. Taschenb.* 1827; G. Rose, *Reise nach dem Ural und Altai*, 1837—42; —, *Poggdf*, *XXXIV.* — Ueber Basalt: v. Veltheim, *über die Bildung des Basaltes*, 1789; Lehmann, *der Basalt, chemisch und physisch*, 1789; Voigt, *was ist der Basalt? Höpfn. Magaz. IV*, 1789; —, *mineral. Abh.* 1789—91; —, *prakt. Gebirgsk.* 1797; Playfair, *explic. de la théorie de Hutton*, 1815; Faujas de S. Fond, *les volcans éteints du Vivarais et du Velay, mit Abbild.* 1778; d'Aubuisson, *sur les basaltes de la Saxe*, 1803; Bory de S. Vincent, *voyages aux iles des mers d'Afrique*, 1804; Breislak, *institut. géol. et atlas géol.* 1818; Macculloch, *descr. of the Western Islands*, 2 *Vol. et Atlas*, 1819; Brongniart, *les terrains calc. trap. du Vicentin*, 1823; v. Leonhard, *die Basaltgebilde*, 2 *Vol. mit Atlas*, 1832; F. Hoffmann, *geogn. Beob.* 1839; Girard, *über Basalte und ihr Verhältniss zu Doleriten*, *Poggd. LIV.* — Ueber Hypersthenfels: G. Rose, *Reise nach dem Ural*, 1842, *II*; Hausmann, *über die Bildung des Harzgebirges*, 1843; —, in *Leonh. und Bronn*, 1839. — Ueber Augitfels: Delamétherie, *théorie de la terre*, 1797, *II*; de Charpentier, *const. géol. des Pyrenées*, 1823.

102. Hornblendtrappe.

Die enge Verbindung zwischen diesen und den vorigen Gesteinen geht hervor aus dem schwankenden Charakter der dichten Trapparten, aus den häufigen Uebergängen des Augits in Uralit im Augitporphyr, aus dem Vorkommen der Hornblende in mehreren Doleriten und Basalten und der oft innigen Verbindung zwischen

Hornblendgesteinen und Serpentin. Der krystallogische und chemische Unterschied zwischen Hornblende, Diallag und Augit ist so gering, dass man leicht versucht wird, diese Mineralien nur als Varietäten einer einzigen Species zu betrachten. Dennoch lässt sich nicht verkennen, dass zwischen den drei Reihen eine Trennung in der Natur begründet ist, die, wenn auch keine scharfe, doch nicht gestattet anzunehmen, dass ihre Glieder stets unter ähnlichen Verhältnissen gebildet worden seien und derselben Formation angehören. Die in stärkerem Verhältniss und ausschliesslich Hornblende führenden Trapparten sind den eigentlichen Vulcanen fremd, man kennt keine aus ihnen bestehenden Lavaströme oder Schlackenkegel; während umgekehrt doleritische Gesteine ganz fehlen oder doch sehr zurückgedrängt erscheinen, wo die Hornblendtrappe mächtiger entwickelt sind. Durch Schmelzprocesse lassen sich Augitkrystalle erzeugen, nicht aber Krystalle von Hornblende, und wenn natürliche Hornblende geschmolzen wird, so krystallisirt sie als Augit. — Die wichtigsten Glieder dieser Reihe sind:

Diorit.

Grünstein der älteren Min., *Ophite* Palassou, *Diabase* Brong. Körniges Gemenge von weissem oder hellgrünem Albit und grünlich schwarzer Hornblende; die Gemengtheile beinahe verschwindend klein und dicht mit einander verwachsen, bis zu beträchtlicher Grösse und deutlich getrennt; die Hornblende meist vorwaltend. Als Einmengung nicht selten Epidot, in krystallinischen Nestern und Drusen, oder als Adern und Kluftausfüllungen von feinkörnigem und dichtem Pistazit; zuweilen auch Glimmer, Sphen, Magneteisen, Schwefelkies. Ein innig gemengter, als homogene dichte Masse erscheinender Diorit heisst *Aphanit*. — Ein Aphanit, der sehr viel broncefarbenen Glimmer einschliesst, ist die *Sélagite* von Hauy. — Mit dem letzteren Gestein stimmt auch die *Minette* von Voltz nahe überein, worin der Glimmer zuweilen die übrigen Bestandtheile verdrängt, doch aber nicht ein schiefriges, sondern eher massiges Aggregat bildet. — Das Gestein wird hie und da blasig, mit leeren oder von Kalkspath angefüllten, meist runden und kleinen Blasen, als *Diorit-Mandelstein*. — Die Felsen sind oft vielfach zerklüftet, theils ohne Regelmässigkeit, theils ausgezeichnet prismatisch, kuglicht, oder tafelförmig. — Eine seltene Abänderung bildet der *Kugel-Diorit* von Corsica (*granite orbiculaire de Corse*): concentrisch schalige Anhäufungen der Hornblende und des Albits, die unter sich abwechseln und einen Kern von Hornblende oder Diorit umschliessen; der Durchmesser der Kugeln beträgt einen bis mehrere Zolle, die kuglichten Ausscheidungen sind

in der übrigen dioritischen Hauptmasse ungleichmässig vertheilt. — Der Diorit erscheint in vereinzelten Kuppen anderen Bildungen aufgesetzt, deren Abhänge er oft mit ausgedehnten Trümmerhalden bedeckt, am Ural, Fichtelgebirge, in Nassau, auf den Schottischen Inseln, im nördlichen Graubündten; oder er bildet zusammenhängende oft sehr felsigte und zerfallene Gebirgs- und Hügelzüge, wie im nördlichen Ural, in Schottland; auch gangartig durchbricht er andere Gesteine, so in Cornwall, Schottland und in mehreren anderen Ländern. Vorzugsweise in Gängen erscheint die Minette, öfters in naher Beziehung zu Eisen- und Kupfererzen, so in den Vogesen und in der Umgebung von Lyon. Unter höchst merkwürdigen Verhältnissen und in grosser Entwicklung treten Diorite und verwandte Gesteine auf in Ungarn, Siebenbürgen und Mexiko; die Dioritmassen gehen nach unten zu über in Syenit und werden bedeckt von Trachyt; in ihnen ausschliesslich setzen die reichen Gänge mit Gold- und Silbererzen auf, wodurch in Ungarn Schemnitz und Kremnitz, in Siebenbürgen Kapnik, Felso-Bánya, Nagyag, in Mexiko Guanaxuato berühmt geworden sind.

Dioritporphyr.

Grünsteinporphyr, *Porfido verde antico*; *Ophite* Brong.; *Prasophyre* Boblaye. Grünlich oder aschgraue, bis dunkel graulich grüne, matte Grundmasse, dicht, mit ebenem oder feinsplittrigem Bruch, hart, zu grünem Email schmelzbar; ausgesonderte weisse oder hellgrüne Krystalle, oder unregelmässig begrenzte Theile von Albit, nicht selten auch Krystalle von Hornblende. — In mehreren, oft durch grosse Hornblendkrystalle ausgezeichneten Abänderungen kommt der Dioritporphyr gangartig am Ural vor; in einzelnen Partieen auch am Harz; alte Steinbrüche südlich von Sparta in Lakonien scheinen den Porfido verde antico geliefert zu haben; an mehreren Stellen in Toscana steht diese Steinart in enger Verbindung mit Serpentin.

Hornblendfels.

Amphibolite Brong. Gross-, klein-, bis feinkörniges Aggregat von schwarzer oder dunkelgrüner Hornblende in durch einander gewachsenen strahligen Krystallen, mit Einschlüssen von Granat, Epidot, Diallag, Glimmer, Feldspath, Quarz, Schwefelkies u. a. M. — In beträchtlichen, grosskörnigen Massen am Rothhorn, oberhalb Parpan in Graubündten; in enger Verbindung mit Serpentin im Aostathal, in der Umgebung des M. Rosa und a. a. Stellen in den Alpen. Auch der Ophit der Pyrenäen wird oft reiner Hornblendfels. — Zuweilen wird die Steinart, statt durch Hornblende, durch Strahlstein gebildet, besonders in Verbindung mit Serpentin. — Eine ausgezeichnete, dem Kugeldiorit nahe stehende Abänderung ist der concentrisch strahlige Hornblendfels von Campiglia

in Toscana und Cap Calamita auf Elba; die Kugeln von 1 bis 2 Fuss im Durchmesser, theils ganz aus strahliger Hornblende bestehend, theils aus Schalen von Hornblende, die mit Schalen von Quarz, Schwefelkies, Kupferkies, Bleiglanz, Blende, Lievrit, abwechseln. — Ein Hornblendfels, mit eingemengtem körnigem oder dichtem Kalk, heisst *Hemithren* und findet sich, zum Theil kuglicht abgesondert, in Oberschlesien, auch in Sachsen, den Vereinigten Staaten u. a. Ländern.

Literatur: G. Rose, *über den Grünstein und Grünsteinporphyr*, *Poggd. XXXIV*; —, *Reise nach dem Ural und Altai*, 1842, *II*; Savi, *mém. s. Toscana*, 1839; Pallasou, *minéralogie des monts Pyrénées*, 1815—23, *4 Vol.*; de Charpentier, *constit. géognost. des Pyrénées*, 1823; Dufrénoy, *sur les Ophites*, *Ann. des mines*, 1832—34; Mathieu, *sur le granite orbicul. de Corse Journ. des Min. XXXIV*; Boblaye, *rech. sur le marbre lacédémonien*, *l'Instit.* 1833; Beudant, *voyage en Hongrie*, 1822, *III*; v. Oeynhausen, *geogn. Beschr. von Oberschlesien*, 1822; Zobel und v. Carnall, *Beschr. von Niederschlesien*, *Karst. Arch. III*; Zeuschner, *über die Syenite und Diorite von Cieszyn*, *Leonh. und Bronn*, 1834; —, *über den Diorit von Kattowice*, *Leonh. und Bronn*, 1838; v. Oeynhausen, und v. Dechen, *Arthur Seat bei Edinburgh*, *Karst. Arch. II*; Studer, *Beschr. von Bündten*, *Schw. Denkschr. I und III*; —, *notice sur l'île d'Elbe*, *Bull. Géol.* 1842; Fournet, *Géologie d'une partie des alpes*, 1842; Stifft, *geogn. Beschr. von Nassau*, 1831; Goldfuss und Bischof, *Beschr. des Fichtelgebirges*, 1817; F. Hoffmann, *nordwestl. Deutschl.* 1830; de Humboldt, *essai sur le gisement des roches*, 1823.

103. Diallagtrappe.

Die Gesteine dieser Gruppe stehen nach allen Seiten in den mannigfaltigsten Beziehungen, wie Mittelglieder, durch welche scheinbar weit aus einander liegende Gegensätze verbunden werden. Mit den Augit führenden Trapparten sind sie durch den Hypersthenfels verwandt, und bei Riva am Luganersee, so wie an der Strasse von Biella nach der Mad. d'Oropa, scheint auch eine geologische Verbindung zwischen Serpentin und Melaphyr vorzukommen, wenn der an beiden Stellen anstehende schwarze Porphyr wirklich ein Augitporphyr ist; noch bestimmter dürfte am Ural dieses engere Verhältniss zwischen beiden Gesteinen hervortreten. Weit häufiger treten Diallagtrappe gemeinschaftlich mit Hornblendetrapparten auf, während sie ebenfalls wie diese den neueren Lavabildungen ganz fremd bleiben. Es stehen endlich die Steinarten dieser Gruppe mit denjenigen der vorhergehenden und der nachfolgenden in mittelbarer Verbindung durch den Spilit und die krystallinischen Schiefer, indem aus dem Spilit, bald Augitporphyr, bald Serpentin, bald Diorit sich entwickelt, und die krystallinischen Schiefer die Bestandtheile der zwei letzteren Steinarten

oft vollkommen ausgebildet enthalten. — Als Hauptglieder der Gruppe treten auf:

Serpentin.

Gabbro in Toscana, *Ophiolithe* Brong. Dicht, selten fein und verwachsen fasrig; von geringer Härte; schwarz, dunkelgrün, selten hellgrün bis zeisiggrün oder grau; im frischen Bruche matt; die Ablosungen meist mit stark glänzendem fett anzufühlendem, hell grünem Talk oder Steatit bedeckt; undurchsichtig, selten als edler Serpentin durchscheinend; oft stark zerklüftet und in dick linsenförmige Bruchstücke zerfallend; durch Verwitterung rothbraune nackte Felsflächen, oder Halden bildend. — Die Klufträume zuweilen mit körnigem oder fasrigem Kalkspath, Magnesit, Halbopal, Quarz, Chalcedon, Asbest, Steatit ausgefüllt, hiedurch die Steinart öfters übergehend in eine Serpentinbreccie, der eines jener Mineralien, gewöhnlich Kalkspath oder Magnesit, als Cement dient. Die Magnesitadern enthalten den Halbopal oder mechanische Gemenge von Magnesit und Kieselerde als Knauer und durch Auslaugen des fein vertheilten Magnesits aus diesen Knauern entstehen Hydrophane. — Der gewöhnlichste Gemengtheil des Serpentins ist Diallag oder Bronzit, in weit verbreiteten Serpentinmassen oft so constant, dass die Steinart (*Ophiolithe diallagique Brong.*) ein porphyrartiges Ansehen erhält. — Auch Granat und Pyrop sind zuweilen in Krystallen und Körnern, oder in grösseren derben Massen eingewachsen. — Oft ist Magneteisen eingemengt, als Oktaeder, oder in eingesprengten Theilchen, oder als feinere und gröbere Adern und Nester; zuweilen auch Chromeisen, in einzelnen Körnchen und Nestern. — Der Serpentin bildet meist stockförmige Massen von sehr ungleicher Mächtigkeit und Ausdehnung, von anderen Gesteinen, im südlichen Europa besonders von Flysch oder Kalkstein umschlossen, oder kuppenartig ihnen aufgesetzt. Nicht selten erscheinen diese Massen als Einlagerungen von oft mehr als 100 Fuss starker Mächtigkeit, d. h. sie besitzen mit den einschliessenden, oft schiefrigen Gesteinen gleiches Streichen und Fallen und lassen sich meilenweit verfolgen. Zuweilen tritt das Gestein auch gangartig auf, als in die Höhe steigende meist beträchtlich starke Verzweigungen einer tiefer liegenden Grundmasse; oder, wo die Gänge selbst in grösserer Erstreckung nicht sichtbar sind, geht diess Verhältniss hervor aus dem nahe liegenden sporadischen Hervorbrechen einzelner Serpentinmassen aus Flysch oder anderen Gesteinen. — Unter mannigfaltigen Verhältnissen tritt Serpentin häufig hervor in der ganzen Erstreckung der südlicheren Alpen von Graubündten, Wallis, Aosta, von Finstermünz bis Cormayeur, folgt dann den Alpen von Piemont zum Apennin, verbreitet sich in diesem bis Parma, dringt tief in Toscana ein, und spielt auch auf Elba und Corsica eine wichtige Rolle; stets in enger Verbindung mit Flysch,

den krystallinischen Schiefern der Talkreihe, mit Galestro und Spilit. — Dieselbe geologische Verwandtschaft zwischen Serpentin, Flysch und Spilit finden wir in der Türkei (Boué), in Griechenland (Virlet), im nördlichen Syrien (Russegger). — Eben so verbreitet und unter sehr ähnlichen Verhältnissen zeigt er sich im Ural (Rose). — Im centralen Frankreich (Limousin) treten häufige Stöcke und Dykes von Serpentin im Gneis auf. — In den Vogesen steht das Gestein mit Granit in Verbindung. — Im Fichtelgebirge kommen die Serpentine und Diorite in Begleitung eines schmalen Thonschieferstreifens vor, der von SW nach NO zwischen dem herrschenden Glimmerschiefer, Gneis und Granit eingeklemmt ist.

Granitone.

Gabbro v. Buch und G. Rose, *Euphotide* Hauy und Brongniart. — Krystallinisch gross- und kleinkörniges Gemenge von Diallag und Labrador; der Diallag grau, grün, braun, bis schwarz, mit starkem halbmetallischem Glanz, deutlich blättrig, zuweilen in Krystallen von mehreren Zoll Grösse; der Labrador grau oder hell bis dunkel grün, krystallinisch oder dicht, zuweilen vom Diallag fast verdrängt. Nicht selten ist Hornblende beigemengt, zum Theil rindenartig den Diallag umschliessend; vereinzelt und weniger häufig kommt Epidot, Glimmer, Schwefelkies und Magnetkies vor. — Stets nahe mit Serpentin verbunden und oft mit demselben verwachsen; in mächtigen, ganze Felsketten bildenden Massen dem Serpentin, oder Flysch, oder anderen Formationen aufgesetzt, oder als stockförmige Einlagerung. — Beinahe überall, wo Serpentin in grösserer Verbreitung auftritt, kommt auch Granitone vor, in Graubündten, am M. Rosa, in den Alpen von Piemont, im Apennin von Genua, in Toscana, auf Elba. — Am M. Ferrato, in der Nähe von Prato in Toscana, wird die Steinart seit alter Zeit unter der Benennung *Granitone* gebrochen.

Euphotid.

Gabbro v. Buch, *Verde di Corsica.* Krystallinisch körniges Gemenge von Smaragdit oder Uralit und dichtem Saussurit; der Smaragdit zuweilen krystallinisch begrenzt und in der Grundmasse von Saussurit porphyrartig eingewachsen, rein smaragdgrün und glänzend; der Saussurit weiss, hellblau, hellgrün, matt oder schimmernd; sehr zähe und schwer zersprengbar. Beigemengt schwarzgraue kleinkörnige Theile, wahrscheinlich Hornblende oder Diallag, einzelne Nadeln und kleinstrahlige Partieen von Strahlstein, weisser, stark glänzender Talk, brauner Glimmer, derber, braunrother Granat. — Auch diese schöne Steinart kommt gewöhnlich in enger Verbindung mit Serpentin vor; man kennt sie indess meist nur nach abgefallenen Felsblöcken, und sie ist weit seltener als der Granitone. —

Eine beträchtliche Felspartie, welche den ganzen Thalgrund mit ihren Trümmern bedeckt hat, liegt oberhalb dem Allalingletscher in Saas, im nördlichen Ausläufer des M. Rosa. — Ebenfalls in Blöcken findet sich der Euphotid im Thalboden von Orezza, im östlichen Theile von Corsica. — Auch an einigen Stellen in Ligurien ist er gesehen worden.

Eklogit.

Krystallinisch körniges Gemenge von Smaragdit und Granat; der Granat roth, als eingewachsene Krystalle, oder derb und verwachsen. Einmengungen werden gebildet von Hornblende, Epidot, Glimmer, Disthen, Quarz, Magneteisen. — Das Vorkommen dieser schönen Steinart ist ziemlich beschränkt. Die grösste bekannte Entwicklung erreicht sie, in enger Verbindung mit Gneis und Glimmerschiefer, im Fichtelgebirge; auch in Steyermark, auf der Saualp und Bacheralp, tritt sie auf. — Die Benennung lässt sich ausdehnen auf alle zu der Serpentinreihe in naher Verbindung stehende Gesteine, in denen Granat ein wesentlicher Bestandtheil ist, d. h. auf Gemenge von Granat mit Serpentin, Hornblende, Strahlstein oder Chlorit (Fournet). Gesteine dieser Art sind nicht selten in den Umgebungen des M. Rosa, sowohl auf der Nord-, als auf der Südseite; auch die Zone von Hornblendschiefern, die aus V. Strona sich nach Locarno zieht, enthält Abänderungen derselben; man findet sie in der Umgebung von Airolo am Gotthardt, im Thale von Traversella und in anderen Gegenden der Alpen von Piemont. Eine aus Granat und Epidot zusammengesetzte Felsart, zum Theil mit stark vorherrschendem braunem Granat, erscheint auf Cap Calamita, auf Elba, in der Nähe von Hornblendfels. — Am Ural bildet dichter, grünlich grauer Granatfels den Kern von Serpentinhügeln zwischen Slatoust und Miask.

Literatur: Targioni, *Viaggi II;* Viviani, *voyage dans les Apennins de Ligurie*, 1807; Brocchi, *conchiol. subapenn.* 1814; Savi, *delle rocce ofiolitiche della Toscana*, 1838; v. Buch, *über den Gabbro*, *Berl. Mag. IV und VII*, Brongniart, *mém. sur les ophiolites*, *Ann. des mines*, 1821; G. Rose, *über Grünstein und Grünsteinporphyr*, *Poggd. XXXIV und XXXVI;* —, *Reise nach dem Ural*, 1837—42; Boué, *sur les roches serpentineuses*, *Edinb. phil. jour.* 1827; Studer, *Beschr. von Davos und Mittelbündten*, *Schweiz. Denkschr. I und III;* —, *notice sur l'île d'Elbe*, *Bull. géol.* 1841; Fournet, *Géol. d'une partie des alpes*, 1842; Goldfuss und Bischof, *Beschreib. des Fichtelgebirges*, 1817; Zobel und v. Carnall, *Beschr. v. Niederschlesien*, *Karst. Arch. III.*

104. Trachytgesteine.

Man bezeichnet, nach Hauy, mit der Benennung Trachyt eine feinkörnige, dichte oder erdige, meist poröse Grundmasse, matt oder schwach glänzend, von meist lichten Farben, mit feldspathartiger Zusammensetzung, worin, als fast nie fehlender

Bestandtheil, Krystalle von glasigem Feldspath eingeschlossen sind. An diese Steinart schliessen sich durch Uebergänge und analoge Zusammensetzung andere an, die unter ähnlichen Verhältnissen auftreten, so dass die Gruppe, nach Beudant und Abich, in folgende Glieder zerfällt:

Trachydolerit.

Feinkörnige, poröse bis dichte Grundmasse, grau, braun, roth bis schwarz, matt, höchstens schwach schimmernd, nahe verwandt mit Labrador, Oligoklas oder einer analogen Feldspathart, mittl. spec. Gew. 2,786, mittl. Gehalt an Kieselerde 58 p. c.; ausgesonderte kleine oder grössere Krystalle von Feldspath, zuweilen zweierlei Art, bald glasiger Feldspath, bald Labrador oder Albit; ausserdem, bald Augit, bald Hornblende; öfters auch etwas Magneteisen. — Die Steinart verbindet die Dolerite mit den Trachyten, steht aber auch den Diorit- oder Aphanitporphyren einerseits, den Augitporphyren andererseits so nahe, dass eine scharfe Trennung kaum in der Natur begründet ist, und späterhin die vermittelnde, vielleicht je nach dem Vorkommen von Augit oder von Hornblende, zwischen die zwei angrenzenden Steinarten vertheilt werden dürfte. — Als charakteristische Trachydolerite bezeichnet Abich das Centralgestein der Rocca-monfina, als kuppelförmige Erhebung in der Mitte eines kraterähnlichen Kesselthales aufsteigend; die Gesteine von Lisca nera, Lisca bianca und Dattolo, welche in der Gruppe der Liparen als die Gipfel einer grösseren submarinen Insel hervorragen; das Grundgestein des Aetna, wie es in Val del Bove an der Rocca di Gianniculo und an der Rocca di Zoccolaro sichtbar wird; das Gestein des halbkreisförmigen Circus von Teneriffa, in dessen Mitte sich der Pic de Teyde erhebt; die Steinart des Vulcans Tunguragua auf der Hochebene von Quito.

Trachyt.

Lichte, selten dunkle, und meistens matte Grundmasse, gewöhnlich porös oder erdig, verwachsen mit krystallinischen Einmengungen von Kali-Albit; Krystalle von glasigem Feldspath niemals fehlend; ohne Quarz; mittl. spec. Gew. 2,682; mittl. Kieselerdegehalt 65,85 p. c.; die Zusammensetzung derjenigen des Orthoklas ähnlich. — Als Lavastrom, nach wahrscheinlicher Annahme dem alten Krater der Solfatara entflossen, findet man einen ausgezeichneten Trachyt am M. Olibano bei Pozzuoli. In ausgedehnten und hohen selbständigen Gebirgen tritt das Gestein auf in Ungarn, in den Euganeen, dem Siebengebirge und in anderen Gegenden.

Domit.

Graulich weiss, matt, feinerdig, fast zerreiblich, porös mit eingesprengten kleinen Krystallen von glasigem Feldspath, schwarzem Glimmer und zuweilen Hornblende; mittleres specif. Gew. 2,633; mittl. Kieselerdegehalt 65,5 p. c. — Wohl nur als erdige Abänderung des Trachyts zu betrachten; selten vorkommend, und bis jetzt niemals in Strömen. Aus ihm besteht der Puy de Dome in Auvergne und der Schlosshügel von Nograd in Ungarn.

Andesit.

Dunkelgraue, wenig harte, oft fast zerreibliche Grundmasse, mit vielen meist kleinen Albitkrystallen und vereinzelten, oder häufigen Hornblendnadeln, seltener mit Krystallen von Augit nnd glasigem Feldspath. Die Felsart zeigt sich sowohl steinern oder fein krystallinisch, spec. Gew. 2,703, Kieselerdegehalt 64,45 p. c., als glasig oder pechsteinähnlich, spec. Gew. 2,585, Kieselerdegehalt 66,55; die chemische Beschaffenheit ist derjenigen des Orthoklas verwandt. — Aus diesem Gestein, oft ausgezeichnet prismatisch oder tafelförmig abgesondert, bestehen in ihrer Hauptmasse die hohen vulcanischen Glockenberge der Umgebung von Quito (Chimborazo, Antisana, Cotopaxi, Pichincha). Als Lavastrom scheint der Andesit nur auf dem Gipfel des Antisana vorzukommen.

Trachytporphyr.

Lichte oder dunkle, glänzende oder matte, feldspathartige, unbestimmt krystallinische oder dichte Grundmasse; eingemengte Krystalle von glasigem Feldspath und von Quarz, zuweilen schwarzer Glimmer; der Quarz auch auf Kluftflächen und in Drusen ausgesondert; mittl. spec. Gew. 2,578, mittl. Kieselerdegehalt 69,46 p. c.; die chemische Beschaffenheit derjenigen des Albits nahestehend. — Diese durch ihren Quarzgehalt und den häufigen Uebergang der Grundmasse in dichten Feldspath den eigentlichen Porphyren und Graniten so nahe stehende Steinart bildet, enge mit anderen Gliedern der Trachytgruppe verbunden und in sie übergehend, in Ungarn und auf den Ponzainseln, grössere Felsmassen und Berge. Nahe verwandt ist das Lavagestein des M. Guardia auf Lipari und die Steinart anderer Laven dieser Inseln.

Phonolith.

Klingstein. Aschgraue oder grünlich graue Grundmasse, ein inniges Gemenge von glasigem Feldspath und einer Zeolithspecies; schwach fettglänzend bis matt; splittriger oder grossmuschliger Bruch, hart, im Anschlagen klingend; eingemengte, meist innig mit der Grundmasse verwachsene Krystalle von glasigem Feldspath; mittl. sp. G. 2,577; mittl. Kieselerdegehalt 57,66

p. c.; plattenförmig bis schiefrig abgesondert. — In Strömen noch nicht beobachtet, sondern selbständige Berge und Kuppen bildend, im Hegau, im Rhöngebirge, in Böhmen. — Obgleich in ihren äusseren Charakteren abweichend, müssen doch, ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung nach, mehrere Steinarten zum Phonolith gezählt werden, die in der Umgebung von Neapel vorkommen und, zum Theil in historischer Zeit, sich als Lavaströme ergossen haben. So der Piperno, ein Gestein von aschgrauer Grundmasse, dunkelgrau gestreift oder geflammt, mit länglichten Poren, welche im Ganzen der Richtung der Streifen folgen, in dieser Masse kleine glasige Feldspathkrystalle; an vielen Stellen der Phlegräischen Felder aus dem vulcanischen Tuf hervortretend, und nach seiner Begrenzung auf schmale, aber dicke Massen, wie nach seiner mineralogischen Beschaffenheit kaum als alte Lavaströme zu verkennen. Die Lava des M. Nuovo, der 1538 sich aufgeworfen, grau und homogen, als ausgeworfene Schlackenstücke und als Lavamassen meist von Lapilli und Sand bedeckt, ist, nach Abich, ein geschmolzener Piperno. Die Lava des Arso auf Ischia, einem rauhen porösen Trachyt ähnlich, mit Krystallen von glasigem Feldspath, schwarzem Glimmer, Olivinkörnern und Magneteisen ist als ausgezeichneter Strom bei dem Ausbruch von 1301 aus den Vorhügeln des Epomeo geflossen.

Pechstein.

Halbverglaste, graue, grüne, rothe bis schwarze Grundmasse, mit Wachsglanz, hart, splittriger oder muschliger Bruch; eingemengte Krystalle und Körner von glasigem Feldspath und Quarz, auch Hornblende und schwarzer Glimmer; spec. Gew. 2,290 (Hoffm.); Kieselerdegehalt 73,10 (Thoms.). Der starke Gehalt an Kieselerde und der ausgesonderte Quarz nähert den Pechstein dem Trachytporphyr, als Uebergang zwischen diesem und den folgenden Gesteinen. — Der lavaartige Andesit des Antisana steht dem Pechstein sehr nahe; in Europa kommt die Steinart nicht unter Verhältnissen vor, die ein stromartiges Fliessen andeuten könnten, und auch die gewöhnlich mit ihr vorkommenden Steinarten sind nicht diejenigen dieser Gruppe.

Obsidian und Bimsstein.

Ausgezeichnet glasig, der Obsidian dicht, schwarz oder grau, der Bimsstein ein durch innere Gasentwicklung poröser oder blasiger Obsidian. Künstlich geglühter Obsidian bläht sich auf und geht in einen bimssteinartigen Glasschaum über. Es zerfallen diese Glasarten in zwei Gruppen. In der ersten ist das mittl. spec. Gew. 2,411, der Kieselerdegehalt 61,60; der Bimsstein ist schaumig, schmutzig weiss oder grün; die Zusammensetzung bezeichnet diese Gesteine als glasartige Phonolithe, Trachyte oder Andesite; zu ihnen gehören die Obsidiane und Bimssteine von Teneriffa,

Ischia, Procida. In der zweiten Gruppe ist das mittl. spec. Gew. 2,371, der Kieselerdegehalt 71,88; der Bimsstein ist fasrig-haarförmig, weiss, seideglänzend; es sind glasartige Trachytporphyre. Dahin gehören die Obsidiane und Bimssteine von Lipari, Pantellaria, Santorin. Beide Gruppen zeigen einen geringen Gehalt an chemisch gebundenem Wasser. — Ströme von Obsidian, an der Aussenfläche braunroth, in Verbindung mit Bimsstein, sind ausgezeichnet auf Lipari, Vulcano und Pantellaria; mächtige Ströme von Obsidian durchziehen am Pic de Teyde auf Teneriffa die ausgedehnten Bimssteinfelder, durch die der Gipfel wie mit Schnee bedeckt erscheint; auf Island findet man den Obsidian (*Isländischer Agat*) in vereinzelten Massen am Hekla und am Nordufer von Huitaa; in den vulcanischen Gegenden von Mexiko und Peru ist er sehr verbreitet. Bimsstein wird von einigen Vulcanen in oft ungeheurer Menge als Lapilli ausgeworfen und bildet daher nicht selten die Hauptmasse der Kegel; auf Lipari besteht die ganze Gebirgsmasse, der die Obsidianströme entflossen sind, aus Bimsstein; eben so auf Pantellaria; die Schlacken, welche das Meer rings um die 1831 aufgestiegene Insel Ferdinandea, S von Sicilien, bedeckten, waren schaumige Bimssteine.

Perlstein.

Email- bis glasartig, grau, roth bis schwarz, theilweise aus erbsen- bis nussgrossen concentrisch-schaligen Körnern oder Knollen bestehend; spec. Gew. 2,25—2,38; Kieselerdegehalt 73,99; nach seiner Zusammensetzung den Obsidianen und Bimssteinen der zweiten Gruppe, vorzüglich aber dem Pechstein nahe verwandt. — Der Perlstein erscheint nach seinem Vorkommen im Grossen, in enger Verbindung mit Obsidian und Trachyt, vorzüglich in Ungarn, in den Euganee'n, in Mexiko.

Trachyttuf.

Erdig, halbhart bis zerreiblich, porös oder dicht; matt, weiss, gelb, braun, roth; homogen, oder mit mannigfaltigen Einschlüssen, besonders von Bimssteinlapilli, schwarzen Schlackenstücken, Glimmer, glasigem Feldspath, Magneteisen; unzusammenhängende, feinerdige, oder sandige Abänderungen bilden die *Puzzolanerde;* spec. Gew. des Tufs bei Neapel 2,502; mittl. Gehalt an Kieselerde 53,95 p. c.; an Wasser 6,93 p. c.; die Zusammensetzung mit derjenigen vieler schaumiger Bimssteine übereinstimmend. — Der Trachyttuf ist deutlich stratificirt, über weite Flächen verbreitet, oder Hügelland bildend, und schliesst nicht selten organische Ueberreste von Pflanzen oder Meerthieren ein. — In der Umgebung von Neapel besteht grösstentheils aus ihm das Vorgebirge des Posilippo, das Hügelland der Campi Flegrei, Procida und Ischia. Rom ist auf meistens dunkelbraunem Tuf gebaut (p. 146), der auch in der Campagna sich weit, besonders nach Viterbo zu, ausbreitet; ein festerer, hellgrauer

Tuf mit mannigfaltigen Einschlüssen, der *Peperin*, umzieht das Albanergebirge. In den vulcanischen Gegenden des Niederrheins heisst der Trachyttuf, hellgrau oder graulich gelb, porös, *Trass*. Im südlichen Frankreich, in Ungarn und in anderen Ländern entsprechen dem Trachyttuf oft weit ausgedehnte und mächtige *Trachytconglomerate*. — Der Trachyttuf ist offenbar unter Mitwirkung des Wassers gebildet: es sind entweder ausgeworfene Massen, die ins Meer fielen, von diesem fortgetragen und schichtartig abgelagert wurden (v. Buch); oder der submarin ausströmende Trachyt selbst hat, unter dem Druck des Wassers und im Kampf mit demselben, diesen eigenthümlichen Charakter erhalten und ist aus einer ursprünglich feurig flüssigen in eine schlammartige, wässerige Masse übergegangen (Abich); auch wird keineswegs die eine Deutung durch die andere ausgeschlossen.

Literatur: v. Buch, *geognost. Beob. auf Reisen*, 1809, *II*; —, *über den Trapp-porphyr*, *Berl. Akad.* 1816; —, *Beschr. der Canar. Inseln*, 1825, v. Humboldt, *gisement des roches*, 1823; Beudant, *voyage en Hongrie*, 1822, *III*; P. Scrope, *on the Ponza-islands*, *Geol. Trans. II*; F. Hoffmann, *über die Liparischen Inseln*, *Poggd. XXVI*; da Rio, *orittologia euganea*, 1836; Zehler, *das Siebengebirge und seine Umgeb.* 1837; C. Gmelin, *Analyse der Phonolithe*, *Poggd. XIV*; E. de Beaumont, *rech. sur l'Etna*, 1838; Desgénevéz, *observ. sur le Cantal*, *Mém. de la Soc. Géol. I*; Burat, *les terrains volcan. de la France centrale*, 1833; Abich, *die vulcan. Erschein. in Italien*, 1841.

105. Feldsteinporphyre.

Obgleich die mineralogische Beschaffenheit der Felssteinporphyre kaum einen wesentlichen Unterschied zwischen ihnen und den Trachyten zu gestatten scheint, und überdiess der Trachytporphyr die beiden Gruppen sehr enge verbindet, so treten diese ersteren doch so selbständig, so getrennt von allen Steinarten, die einen deutlich lavaartigen Charakter tragen und in so frühen Epochen der Erdbildung auf, dass man sie stets als eine besondere Formation wird betrachten müssen. — Die Felssteinporphyre bilden beträchtliche Hügel- und Gebirgsgruppen von oft sehr felsigter Gestaltung, man sieht sie als tiefste Grundlage anderer Formationen, sie dringen gangartig in diese ein, oder verbinden sich durch Uebergänge mit ihren Steinarten; ihre Structur ist die der massigen Gesteine, sie sind prismatisch, kuglig oder tafelförmig zerspalten, oder auch vielartig und ohne Regelmässigkeit zerklüftet. — Eine Scheidung der Gruppe in einzelne Steinarten findet grosse Schwierigkeiten, da weder in der mineralogischen Zusammensetzung,

noch in dem Vorkommen sichere Trennungsgründe gefunden werden. Es lässt sich unterscheiden :

Eurit.

Petrosilex, *Palaiopètre* DE SAUSS., *Feldstein* HAUSSM., *Leucostine* DELAM. Dasselbe innige Gemenge von Feldstein und Quarz, das dem Gneis verwandt ist, erscheint auch als massiges Gestein, in Gängen, oder mit anderen massigen Steinarten verbunden. — Verwachsen krystallinisch, oder dicht und homogen, härter als Feldspath, weiss, grau, roth, braun, bis schwarz, undurchsichtig oder durchscheinend, matt oder mit Wachsglanz, bis 80 p. c. Kieselerde enthaltend. Zuweilen rhomboidal zerklüftet, die Ablosungen mit Mangandendriten bedeckt (Elba); auch in dickere oder dünnere Tafeln, oder prismatisch zerspalten. In der dichten Grundmasse können sich einzelne Quarzkörner, oder Feldspaththeilchen, auch wohl schwarze Glimmerpünktchen aussondern, und das Gestein so übergehen in deutlichen Quarzporphyr und Granit. — Weisse Euritgänge durchsetzen nicht selten den Gneis und Gneisgranit der Alpen (Gasterenthal, Foully bei Martigny); ähnliche Gänge, zum Theil von grosser Mächtigkeit, kommen in den Vogesen, im Gebirge zwischen der Rhone und Loire und in den Cevennen vor; auf Elba bildet der Eurit mit Mangandendriten bei Porto-Ferraio einen Theil des gangartig aufgestiegenen granitischen Porphyrs.

Euritporphyr.

Homogene, dichte Grundmasse von Eurit, mit deutlich ausgesonderten Theilen und Krystallen von Feldspath. Die Grundmasse meist gefärbt, häufig roth oder braun, auch violet, grau, grün; der ausgeschiedene Feldspath meist heller, zuweilen fast weiss; Quarz fehlt gewöhnlich ganz. — Die dichte Grundmasse wurde früher, bei grosser Festigkeit, muschligem Bruch und schwachem Wachsglanz für Hornstein gehalten, daher das Gestein *Hornsteinporphyr* genannt; bei ursprünglich, oder durch Zersetzung aufgelockerter, bis erdiger Grundmasse heisst die Steinart *Thonporphyr*; zuweilen besteht die Masse aus fest zusammengebackenen, eckigen Stücken von zertrümmertem Porphyr, als ein *Trümmerporphyr*, ohne jedoch den massigen Charakter zu verlieren, so dass sie wie gewöhnlicher Porphyr prismatisch zerspalten erscheint und ohne Trennung mit nicht zertrümmertem Porphyr zusammenhängt. — In den Vogesen treten quarzleere Porphyre von grauen, rothen und braunen Farben als Gänge und grössere Massen im Gneis und Granit und in den Kalksteinen und Sandsteinen des Uebergangsgebirges auf. Die schwarzen und braunen quarzlosen Porphyre mit Albitkrystallen, die am Südrande der Alpen von Biella über Arona an den Luganersee fortsetzen, finden hier vielleicht ihre natürlichste Stelle. In Schlesien wird ein braunrother

Hornsteinporphyr mit gelblich weissen Feldspathkrystallen, und nur als Ausnahme auch Quarzkörner enthaltend, in einer Schlucht bei Mikinia gebrochen. In den Umgebungen von Christiania überlagert eine mächtige Decke von quarzleerem Porphyr den Uebergangskalk, oder durchsetzt den Kalk und Schiefer in Gängen; in einer grauen oder braunrothen hornstein- oder thonsteinartigen Grundmasse sind grosse Feldspathkrystalle von rhomboidalem Durchschnitt (*Rhombenporphyr* v. Buch), oder in schmalen Prismen (*Nadelporphyr* v. Buch) ausgesondert, ausserdem Epidot, Hornblende, Magneteisen, und die Steinart erscheint in enger Verbindung mit mannigfaltigen krystallinisch massigen Gesteinen. Derselben Gruppe von Porphyren gehört der berühmte Porphyr von Elfdalen in Schweden an, mit brauner Grundmasse, gelblich weissen Albit- und hochrothen Orthoklaskrystallen, oder auch in anderen Farben; ferner der ebenfalls zu Kunstgegenständen verarbeitete Porphyr des Korgon im Altai, mit braunrother Grundmasse, weissen Albitzwillingen, sehr kleinen Blättchen von Eisenglanz und zuweilen auch einzelnen Quarzkörnern; endlich, der *Porfido rosso antico*, der in den Gebirgen östlich vom Nilthal gebrochen wurde, mit braunrother Grundmasse, kleinen hellgefärbten Albitkrystallen, kleinen Hornblendnadeln und einzelnen Pünktchen von Eisenglanz.

Quarzporphyr.

Rother Porphyr, *Porphyre quarzifère.* Grundmasse von Eurit mit Krystallen von Feldspath und von Quarz. Die Grundmasse meist braunroth bis ziegelroth, zuweilen auch violet, gelb, grau, grün, bis schwarz; erdig oder thonig, bis dicht und hart, mit flachmuschligem Bruch; die Feldspathkrystalle gewöhnlich roth, heller als die Grundmasse, mit Perlmutterglanz und deutlicher Spaltbarkeit; nebst Orthoklaskrystallen kommen hie und da gleichzeitig Albitkrystalle vor (Thüringen); der Quarz mit starkem Glasglanz, als Körner, häufiger in hexagonalen Pyramiden; zuweilen auch Glimmer, Chlorit, Eisenglanz und nicht selten Hornblende oder Pinit; prismatisch, kuglig, plattenförmig, rhomboidal zerspalten. — Nach dem Vorkommen im Grossen möchte man leicht versucht sein, die Bildung noch weiter in mehrere Formationen zu trennen. Der weit verbreitete in grossen Massen und als Grundgebirge auftretende Porphyr mit dunkel braunrother, thoniger Grundmasse, wie er in Thüringen, oder in Süd-Tyrol vorkommt, scheint wesentlich verschieden von dem Quarz-Porphyr mit hellrother, dichter Feldsteingrundmasse des Luganersee's, oder des Loiregebietes, der oft Gänge oder mächtige Dykes bildet; und beide wieder unterscheiden sich von dem Quarzporphyr von Davos, dessen Grundmasse ein Magma verschiedenartiger Feldspathe ist, in welchem nur Quarz und Glimmer, aber kein Feldspath deutlich auskrystallisirt ist. — Der Quarzporphyr hat von allen Feldsteinporphyren die grösste

Verbreitung erlangt; gewöhnlich in enger Verbindung mit rothen Sandsteinen und Conglomeraten, die ihn meist als eine mächtige Schale umschliessen und bedecken, oder in die er auch Uebergänge bildet. In bedeutenderen Massen tritt er auf im Erzgebirge, bei Halle, im Thüringerwald; auch in den Gebirgen zu beiden Seiten des Rheins, bei Kreuznach, dessen Salzquellen aus ihm entspringen, bei Baden-Baden, wo ein ausgezeichneter Trümmerporphyr, in mächtige Säulen und zugleich plattenförmig zerklüftet, sich vom Schlossberg als klippige Felsreihe bis Eberstein erstreckt; in Frankreich bei Autun, in den Gebirgen von Forez und des Esterel; am Südrande der Alpen, meist mit schwarzen, quarzleeren Porphyren verbunden, von Biella bis nach Kärnthen hin; in Cornwall durchsetzen Gänge von Porphyr, Elvan-dykes, das dortige Schiefer- oder Killasgebirge.

Granitischer Porphyr.

Grundmasse von weissem, grauem, graulich grünem Eurit, mit ausgesonderten Krystallen und Körnern von weissem Orthoklas, stark glänzendem Quarz und schwarzem Glimmer; die Grundmasse bald vorherrschend, bald so sehr zurücktretend, dass das Gestein in wahren Granit übergeht. — Ein Porphyr dieser Art bildet an der Nord- und Westküste von Elba mannigfaltige Gänge im Spilit. Noch enger schliesst sich an den Granit der *Porphyre granitoïde* von Gruner, der in den Gebirgen westlich von Lyon grössere Massen bildet; ein dicht verwachsenes Aggregat von weissen oder grauen Feldspathlamellen, die sich in jedem Sinn kreutzen, ohne deutlich ausgesonderte Krystalle von Feldspath, mit häufig eingesprengten, sehr kleinen und unklar begrenzten Glimmerblättchen, und nur selten mit kleinen Quarzkörnchen.

Literatur: d'Aubuisson, *traité de géognosie*, 1819, *II;* v. Leonhard, *Charakteristik der Felsarten*, 1825; Freiesleben, *Kupferschiefergeb.* 1815; de Bonnard, *descr. de l'Erzgebirge*, 1816; Naumann, *Erläuterung zur geogn. Karte von Sachsen*, 1836 u. f.; v. Beust, *die Porphyrgebirge zwischen Freiberg, Tharandt etc.* 1835; Veltheim, *Beschr. der Gegend von Halle, Leonh. Taschenb. XVI;* Heim, *geol. Beschr. des Thüringerwalds*, 1796, *II;* v. Hoff und Jakobs, *der Thüringerwald*, 1807–12, *I;* F. Hoffmann, *nordw. Deutschl.* 1830; B. Cotta, *über den Porph. im Thüringerw. Leonh. und Bronn*, 1833; —, *geognost. Wanderungen*, 1836; v. Oeynhausen, *Beschr. von Oberschlesien*, 1822; Zobel und v. Carnall, *Beschreib. von Niederschlesien, Karst. Arch.* 1831; v. Oeynhausen etc., *Umrisse der Rheinländer*, 1825; —, *über die Gebirge der Bergstrasse etc. Rheinl. Westph.* 1822, *I;* Merian, *Uebers. des südlichen Schwarzwalds*, 1831; Marx, *geogn. Skizze von Baden*, 1835; Hausmann, *geol. Beobacht. bei Rastadt, Gött. Anz. Dec.* 1842; Bronn, *Gœa Heidelb.*, 1830; G. Leonhard, *Beschreib. der Umgegend von Schriesheim, v. Leonh. und Bronn*, 1839; Voltz, *Mineral. der beiden Rheindepart.* in *Aufschlager's topogr. Beschr. des Elsasses*, 1828; Rozet, *descr. des Vosges*, 1834; —, *sur les mont. entre le Rhone et la Loire, Mém. géol.* 1840; Gruner, *les terrains du départ. de la Loire, Ann. des mines*, 1841; Dufrénoy, *terrain du centre de la France, Bull. géol.* 1840; Fournet, *géol. d'une partie des alpes*, 1842; v. Buch, *Briefe über das südl. Tyrol, Leonh. Zeitschr.* 1824; —, *geogn. Erschein. am Luganersee, Leonh. Zeitschr.* 1827; F. Hoffmann,

sur les porphyres du Cant. du Tessin, Bull. géol. IV; Studer, *ebendaselbst*; v. Buch, *Reise durch Norwegen*, 1810; Hausmann, *Reise durch Skandinavien*, 1811—18; Naumann, *Beitr. zur Kennt. von Norwegen*, 1824; Keilhau, *Darst. der Uebergangsform. in Norwegen*, 1826; —, *Gæa norwegica*, 1834; —, *über die Bild. des Granits etc., Karst. Arch.* 1837; G. Rose, *Reise nach dem Ural und Altai*, 1837.

106. Syenitarten.

So nahe verwandt die Gesteine dieser Gruppe nach ihrer mineralogischen Beschaffenheit den Dioriten und Hornblendtrappen überhaupt zu sein scheinen, so weist ihnen doch das geologische Vorkommen ihre Stelle zunächst bei den Porphyren und Graniten an. Wahre Syenite scheinen in Gegenden, die sich durch eine grössere Entwicklung der Trappfamilie auszeichnen, meist zu fehlen, während nicht an wenigen Stellen Felssteinporphyre und sogar Trachyte damit in die engste Verbindung treten. In mehreren Fällen mag indess diess Ergebniss auch nur ein scheinbares, durch die Terminologie veranlasstes sein, indem wohl nicht selten dasselbe Gestein, wenn es in Verbindung mit Trapparten auftritt, Diorit, in Verbindung mit Granit dagegen Syenit genannt worden ist; an mehreren Stellen, wo Trapp und Granit zugleich vorkommen, scheint Syenit das Verbindungsglied beider Steingruppen zu bilden. Die Verbreitung dieser Gesteine ist nicht gross und steht beträchtlich zurück hinter derjenigen, sowohl der Porphyre, als der Trappe; auch erscheinen sie selten als selbständige Massen, ausser aller Verbindung mit Gesteinen der ihnen nahe stehenden Gruppen.

Syenit.

Krystallinisch gross- oder kleinkörniges Gemenge von Feldspath und Hornblende. Der Feldspath ist bald Orthoklas, bald Labrador, seltener Albit, oder es kommt Orthoklas und Albit zugleich vor; er ist meist deutlich krystallinisch, stark glänzend, grau oder roth. Auch die Hornblende erscheint gewöhnlich in prismatischen Theilen mit deutlichem Blätterdurchgang, glänzend schwarz oder schwärzlichgrün. Die deutlichere Trennung und krystallinische Beschaffenheit der Gemengtheile unterscheidet vorzüglich den Syenit vom Diorit, und deutet auf seine engere Verwandtschaft mit dem Granit, während der Diorit durch das enge Verwachsen seiner Theile sich an die Aphanite und übrigen dichten Gesteine der Trappfamilie anschliesst. Von den beiden Gemengtheilen ist meist der Feldspath, zuweilen aber die Hornblende vorwaltend; als nicht wesentliche Bestandtheile kommen vor Quarz und Glimmer, wodurch sich ein Mittelgestein

zwischen Syenit und Granit bildet; ferner Epidot, Granat, Sphen, Zirkon, Schwefelkies, Magneteisen. — Im Thal der Elbe, von der Grenze von Böhmen bis Meissen, liegt an vielen Stellen, vorzüglich deutlich bei Weinböhla, ein ausgezeichneter Syenit auf jüngeren Kalkstein- und Sandsteinbildungen; auch bei Tharand im Plauenschen Grunde findet sich der Syenit. In Mähren bei Blansko erscheint Syenit, theils roth, theils grün, in enger Gemeinschaft mit Diorit. Im Odenwald besteht der Felsberg und die Neunkirchenhöhe aus quarzführendem, dem Granit nahe stehendem Syenit. Im südlichen Graubündten bedeckt eine Mauer von Syenit, von Granitgängen durchzogen, petrefactenführenden Flysch und Galestro, auf dem Gebirgskamm von Gravesalvas, der Ober-Engadin vom Julierpass scheidet. Ausgezeichnete Syenitmassen, umschlossen von Gneisen, mit mannigfaltigen Einschlüssen von Granat, Tremolith, Turmalin, und verbunden mit Granit, der gangartig in den Gneis eindringt, steigen auf in dem Engpass zwischen Bormio und Veltlin; andere Syenitmassen erheben sich am Eingang des V. Malenco, hinter Sondrio. Die V. Pellina, nordöstlich von Aosta, ist grösstentheils in Syenit eingeschnitten, der vielfach von Granitgängen durchzogen wird. Auf der schottischen Insel Sky verbindet sich der Syenit mit Diorit und Hypersthenfels. In Ungarn und Mexiko bildet Syenit die Grundlage des gold- und silberreichen Dioritgebirges.

Syenitporphyr.

Grössere Feldspathkrystalle in einer Grundmasse von fein- oder kleinkörnigem Syenit. Die Steinart verhält sich zum Syenit wie der Dioritporphyr zum Diorit; doch ist die Grundmasse selten von so feinem Korn, wie bei diesem. — Ausgezeichnete Syenitporphyre kommen vor zu Altenberg im sächsischen Erzgebirge; in Ungarn bei Nagyag; zu Giromagny in den Vogesen.

Zirkonsyenit.

Krystallinisch grobkörniges Gemenge von grauem, blauem oder rothem Labrador, schwarzer Hornblende und braunem Zirkon; der Labrador vorherrschend. Als zufällige Gemengtheile Quarz, Glimmer, Epidot, Sphen, Eläolith, Wernerit u. a. M. — Gemeinschaftlich mit Feldsteinporphyr und Granit bedeckt der Zirkonsyenit in beträchtlicher Erstreckung den Uebergangskalk im südlichen Norwegen, besonders ausgezeichnet zwischen Porsgrund, Laurvig und Friedrikswärn. In Schweden kommt die Steinart vor bei Asby in Dalarne; in Grönland am Eingang der Davisstrasse.

Literatur: De Bonnard, *descript. de l'Erzgebirge*, 1816, *Journ. des M. XXXVIII*; v. Raumer, *geogn. Fragm.* 1811; Weiss, *über Weinböhla*, *Karst. Arch. XVI*; v. Leonhard, *über die Gegend von Meissen*, *Jahrb.*

d. M. 1834; Gumprecht, *geogn. Beiträge über Sachsen und Böhmen*, 1835; v. Oeynhausen, *über die Geb. der Bergstrasse, Rheinl. Westph.* 1822; Escher und Studer, *Geol. von Mittel-Bündten, Schweiz. Denkschr.* 1839; v. Oeynhausen und v. Dechen, *die Insel Sky, Karst. Arch.* 1829; Beudant, *voyage en Hongrie*, 1822; de Humboldt, *gisem. des roches*, 1823; v. Buch, *Reise durch Norwegen*, 1810; Hausmann, *Reise durch Skandin.* 1811—18; Naumann, *Beiträge zur Kenntniss von Norwegen*, 1824; Keilhau, *Gæa norweg.* 1834.

107. Granite.

Unsere Kenntniss dieser wichtigen Steinart ist eine noch sehr unvollkommene. Der Granit erscheint als der Knoten, in welchem sich die verschiedenen Gesteinsreihen, die krystallinischen Schiefer, die Trapparten, die Feldspathgesteine, in einander schlingen, und, je nach ihrer Verwandtschaft mit der einen oder anderen dieser Reihen, verändert sich auch ihr Charakter. Allein die hiedurch hervorgerufenen Unterschiede sind schwer mit Bestimmtheit aufzufassen, weil ein mit Sicherheit leitendes Princip bis jetzt nicht aufgefunden ist. — Die Charaktere, nach denen bisher eine Trennung der verschiedenartigen Granite versucht wurde, und die zur Bezeichnung eines porphyrartigen Granits, wenn grössere Feldspathkrystalle ausgesondert sind, eines Schriftgranits oder Pegmatits, wenn der Glimmer sich zurückzieht und der Quarz in vereinzelten prismatischen Stücken linienartig vertheilt ist, des Greisen oder Hyalomicte, wenn der Feldspath sich zurückzieht, so dass Quarz und Glimmer sehr vorherrschen, geführt haben, diese Charaktere können nicht als wesentliche betrachtet werden, da nicht selten in der nämlichen Masse die Steinart, bald in der einen, bald in der anderen dieser Abänderungen erscheint, und jede in der Natur nur in beschränkter Ausdehnung austritt, während andere Charaktere sich in ganzen Gebirgen geltend machen und zwischen dem Granit z. B. des Schwarzwaldes und dem der Alpen eine beinahe eben so bedeutende Differenz erzeugen, als in der äusseren Gestaltung dieser Gebirge bemerkt wird. Es sind mehr die Charaktere der verschiedenen Granitformationen, als diejenigen der einzelnen, in Handstücken freilich oft weit abweichenden Granitarten, welche aufgesucht werden sollten.

Gemeiner Granit.

Krystallinisch grob- bis feinkörniges Gemenge von Feldspath, Quarz und Glimmer. Der Orthoklas-Feldspath meist vorwaltend, weiss, gelblich,

oder grau, seltener fleischroth, perlmutterglänzend und krystallinisch blättrig, stark verwachsen mit grauem, glasglänzendem Quarz, auch wohl in grösseren, unklar oder regelmässig begrenzten Theilen porphyrartig ausgesondert; der Glimmer schwarz oder braun, in vereinzelten, zuweilen hexagonalen Blättchen eingemengt. — Als ausserwesentliche Gemengtheile finden sich ein: Hornblende, zum Theil in solcher Menge, dass die Steinart in Syenit übergeht; Turmalin, theils in der Masse selbst, theils in Quarzadern, die öfters, als ein sehr grobkörniges Gemenge von stark durchscheinendem glasigem Quarz, grossblättrigem silberweissem Glimmer und schwarzem Turmalin, den Granit vielfach durchsetzen; Beryll, als Begleiter des Turmalins auf gangartigen Räumen; Pinit, zuweilen in grosser Menge mit den gewöhnlichen Gemengtheilen verwachsen, und stellenweise den Glimmer verdrängend; Eisenglimmer, ebenfalls als Stellvertreter des Glimmers; weniger häufig auch andere Mineralien. — Es scheint dieser normale Granit gewöhnlich von Glimmerschiefer und Gneis begleitet zu werden, die er zuweilen gangartig durchbricht. — Es kann zu ihm gezählt werden, der weisse Granit der Insel Arran und von Cornwall, der in vielfachen, oft euritischen Gängen in den aufliegenden Schiefer eindringt; der in grösseren Massen herrschende, gelblich weisse Granit des Ural, nebst Orthoklas auch Albit führend; der, theils weisse, theils fleischrothe, nicht selten porphyrartige Granit des Riesengebirges, Fichtelgebirges und Harzes; die Hauptmasse des Granits, der die centrale Hochebene in Frankreich bildet; der Granit, der in mehreren Inseln längs dem Südrande der Alpen auftaucht, als weisser Granit zu Boccario in V. Sesia, ebenfalls weiss am M. Orfano und, mit diesem zusammenhängend, der fleischrothe, drusige Granit von Baveno, der weisse Granit der Cima d'Asta im südlichen Tyrol; auf Elba der weisse Granit der Südküste, auf dessen Gangräumen ausgezeichnete Krystalle von Feldspath, Bergkrystall, buntem Turmalin und wasserhellem Beryll brechen; Gänge dieses Granits steigen aus der tieferen Masse in den Serpentin aufwärts; in den Pyrenäen der meist weisse, klein- und grosskörnige, öfters porphyrartige, oder kuglig abgesonderte Granit.

Hornblendgranit.

In mehreren weit verbreiteten granitischen Massen bildet schwarze Hornblende einen wesentlichen Gemengtheil, besonders da, wo der Granit mit Syenit oder anderen Hornblendgesteinen in näherem Zusammenhang steht. Der Feldspath dieser Hornblendgranite ist häufiger roth, als weiss, zuweilen kommen zwei Feldspatharten, wahrscheinlich Orthoklas und Albit, vor. — Der *rothe orientalische Granit*, auf welchen zuerst, von italienischen Künstlern, die Benennung Granit angewendet worden ist, besteht aus grösseren, dunkel- oder fleischrothen Feldspathkrystallen, kleinen grauen Feldspathkörnern, Quarz, schwarzem Glimmer und Horn-

blende, und wurde bei Syene gebrochen; Werner, der seine Zusammensetzung verkannte, bildete nach ihm die Benennung Syenit; wahrer Syenit, schwarz mit weissem Feldspath, ebenfalls vielfach zu Kunstwerken verwendet, kommt in seiner Nähe vor; rother Hornblendgranit bildet auch die Hauptmasse des Sinai; in den Vogesen ist der Granit grösstentheils Hornblendgranit; in Schottland erreicht diese Steinart besonders im südwestlichen Theile eine grössere Entwicklung.

Rother Granit.

Die Granite, die in der Nähe grösserer Massen von rothem Quarzporphyr auftreten, zeichnen sich aus durch braun- bis ziegelrothe Farben und Mannigfaltigkeit in der Zusammensetzung; nicht selten enthalten sie, wie der orientalische Granit, dem sie überhaupt nahe stehen, nebst dem rothen, auch weissen Feldspath; nicht selten sind sie porphyrartig; der Glimmer, meist schwarz, ist oft in vielen und grösseren Blättern beigemengt, zum Theil auch in Nester vereinigt, der Quarz tritt nicht selten zurück; andere Abänderungen, zum Theil sehr kleinkörnig, enthalten fleischrothen, oder pfirsichblüthrothen Feldspath und weissen Glimmer. Viele dieser Granite zeichnen sich aus durch starke Verwitterung und bedecken sich mit mächtigen Ablagerungen von Grus. — Es tragen diesen Charakter die Granite des Schwarzwalds und Odenwalds; auch in den Gebirgen zwischen der Saone und Loire finden wir analoge Gesteine; bei Predazzo im südlichen Tyrol bildet ein sehr grosskörniger Granit mit ziegelrothem Feldspath, die Ablosungen häufig mit schwarzem Turmalin bedeckt, die untere Hälfte des M. Mulatto und verzweigt sich gangartig in dem aufliegenden Trapp (p. 292); in grosser Mannigfaltigkeit und Menge finden sich Gerölle von Rothem Granit, die auffallend an die Abänderungen des südlichen Schwarzwalds erinnern, in der Nagelfluh zwischen Thun und der Emme, und, da eine directe Herleitung aus dem Schwarzwald durch Ströme kaum anzunehmen ist, so muss wohl an der Stelle, die von dieser Nagelfluh bedeckt wird, oder in der Nähe, das frühere Dasein granitischer Gebirge vorausgesetzt werden.

Grüner Granit.

In ähnlicher Beziehung wie der Rothe Granit zum Quarzporphyr, scheint der Grüne Granit zum Serpentin, und zu den ihn begleitenden Steinarten zu stehen. Es ist ein Gemenge von meist zweierlei Feldspathen, stark glänzendem Quarz und schwarzem Glimmer, nicht selten ist Hornblende beigemengt; der vorherrschende Feldspath spangrün oder apfelgrün, öfters dicht, der andere weiss, stark mit ihm verwachsen, oder auch porphyrartig ausgesondert; der Glimmer zuweilen sehr zurückgedrängt. Granite dieser Art bilden die Hauptmasse des Julier in Graubündten, zum Theil in enger Verbindung mit Syenit, in den sie auf Gravesal-

vas Gänge aussenden; ein ähnlicher grüner Granit bildet auf der rechten Seite des Arollagletschers, zugleich mit Graniton und Serpentin, bauchige Felsmassen; Gerölle dieses Granits sind auffallend häufig in vielen Nagelfluhablagerungen, theils westlich von der Aare, theils östlich von der oberen Emme.

Alpengranit.

Geisberger in schweiz. Volkssprache. Ein Gneis-Granit (p. 172), in getrennten Blöcken ganz granitisch, im anstehenden Fels mit gneisartiger Stratification; auch in den Blöcken verstehen die Arbeiter parallele Structurspalten aufzufinden. — Weisser Feldspath und grauer Quarz, meist sehr enge verwachsen; zuweilen der Feldspath auch in grossen Zwillingen, der Quarz in deutlichen Körnern, oder in feinsandigen Nesterchen; der dunkelgrüne Glimmer gewöhnlich weich und matt, beinahe zerstörter Hornblende ähnlich, selten in unklar begrenzten, verbogenen braunen Blättchen mit Fettglanz, meist mit dünnem Ueberzug von hellgrünem, silberglänzendem Talk, der auch wohl dem sandigen Quarz sich beimengt; der Feldspath stets vorherrschend, zuweilen bis zur Unterdrückung des Quarz; der talkartige Glimmer stellenweise zu grösseren gerundeten, oder streifartigen Nestern vereinigt, ohne an Deutlichkeit der Krystallisation oder an Glanz zu gewinnen. — Diese, so wesentlich von anderen Graniten abweichende Steinart bildet den innersten und oft auch erhabensten Theil der krystallinischen Centralmassen der Alpen, die Steinart des Montblanc, der Grimsel, des Gotthard, der Selvrettagebirge in Bündten, und durch v. Buch wissen wir, dass sie auch in den vergletscherten Gebirgen im Osten des Brenners und des Gross-Venedigers in Salzburg erscheint.

Die Mannigfaltigkeit der Granite ist durch die aufgezählten fünf Abänderungen lange nicht erschöpft. Die Gruppe des gemeinen Granits mag leicht, je nach den angrenzenden Steinarten, oder von Gebirge zu Gebirge, mehrere Arten umfassen, die eben so viel Anspruch auf Selbständigkeit, als die übrigen davon getrennten, zu machen hätten. So unterscheidet Fournet unter der Benennung *Miarolit* den Granit von Baveno von der übrigen Gruppe und findet denselben wieder in den Gebirgen von Lyon und im Jägerthal in den Vogesen. Im Ural wird ein sehr feinkörniger, sandsteinähnlicher Granit, der *Beresit*, als eine eigenthümliche Gebirgsart betrachtet. In den Alpen treten, nebst dem Alpengranit, noch andere Abänderungen auf, die in keine unserer fünf Gruppen ganz hineinpassen; so der kleinkörnige weisse oder gelbe Granit

von Gasteren und Lauterbrunnen, der Granit des Bergell in Bündten mit mehr als zollgrossen rosenrothen Feldspathkrystallen, der Granit des Bernina mit äusserst zähem blaulichem Feldspath. Eine merkwürdige Granitart kommt ferner, in oft sehr grossen Blöcken, in einem Conglomerat vor, das an der Nordseite des Apennins, von Parma bis gegen Tortona zu, die Serpentineruptionen begleitet, und auch an der Nordseite der Alpen, von Habkeren bis an den Genfersee, dem Flysch untergeordnet ist, ein grobkörniger Granit mit sehr frisch aussehendem rosenrothem Feldspath, vielem stark glasglänzendem, oft gelbem Quarz und rabenschwarzem Glimmer; und eben so würden in anderen Gebirgen noch viele nicht erwähnte Abänderungen aufzufinden sein. Vielleicht wird auch hier die schärfere Unterscheidung der Feldspathe, oder der Glimmer einst grössere Sicherheit bringen.

Literatur: Playfair, *explic. de la théorie de Hutton*, 1815; v. Buch, *sur le granite*, *Journ. de Ph. XLIX*; —, *geogn. Beob.* 1802, *I*; —, *Briefe über Süd-Tyrol*, 1824; —, *über die Gestalten des Granits*, *l'Instit.* 1843; v. Humboldt, *gisement des roches*, 1823; d'Aubuisson, *géognosie*, 1re ed. 1819, *II*; v. Leonhard, *Charakt. der Felsarten*, 1823; Macculloch, *Western Islands*, 1819; —, *on the geol. of Gleen-Tilt*, *Geol. Trans. III*; Necker, *voyages en Ecosse*, 1821; Boué, *essai sur l'Ecosse*, 1822; v. Oeynhausen und v. Dechen, *die Insel Arran*, *Karst. Arch.* 1829; Keilhau, *die Bildung des Granits*, *Karst. Arch. X*; G. Rose, *Reise nach dem Ural*, 1842, *II*; v. Raumer, *der Granit des Riesengebirges*, 1813; de Bonnard, *essai géogn. sur l'Erzgebirge*, 1816; Goldfuss und Bischof, *Beschr. des Fichtelgeb.* 1817; F. Hoffmann, *nordwestl. Deutschl.* 1830; Zinken, *über die Graniträuder der Rosstrappe*, *Leonh. und Bronn*, 1833; v. Oeynhausen, *über die Gebirgsarten der Bergstrasse*, *Rheinl. Westph.* 1822; —, *Umrisse der Rheinl.* 1826; Merian, *der südl. Schwarzwald*, 1831; Voltz, *Mineral. des Elsasses*, 1828; Rozet, *descr. des Vosges*, 1834; —, *sur les mont. entre le Rhone et la Loire*, *Mém. géol.* 1840; Dufrénoy, *terrain du centre de la France*, *Bull. géol.* 1840; de Charpentier, *const. des Pyrénées*, 1823; de Saussure, *voyages dans les alpes*, 1779–96; Brochant, *les roches granitoides des alpes*, *Ann. des min.* 1819; Fournet, *géol. d'une partie des alpes*, 1842; Necker, *les filons de granite de Valorsine*, *M. de Genève*, 1828; Studer, *Geol. der Westl. Alpen*, 1834; —, *Geol. von Mittelbündten*, *Schw. Denkschr.* 1834; Rozière, *descr. des carrières de Syène*, *Exped. d'Egypte*, *Antiq. II.*

VI. EROSION.

108. Einleitung.

Der Gegensatz zu der Thätigkeit der Sedimentbildung findet sich in der zerstörenden und wegschaffenden Kraft des Windes und der Gewässer. Aeltere und neu entstandene Ablagerungen werden durch sie theilweise oder bis auf jede Spur wieder aufgehoben, um an anderen Stellen der Erdfläche zu frischen Sedimenten den Stoff zu liefern. In der Regel sind die der Zerstörung unterworfenen Sedimente die in höherem Niveau liegenden. Die fortschaffende Kraft der Winde und Ströme kann daher als eine Ergänzung der Schwere betrachtet werden, aus der sie zwar selbst auch hervorgeht; sie setzt nämlich den Fall des Starren, dem sich, bevor er sein Ziel in dem tiefsten Niveau erreicht hatte, die Reibung und Molecularanziehung entgegensetzten, weiter fort, indem sie den Einfluss dieser Kräfte aufhebt und die Wirkung der Schwere durch Druck und Stoss der hinzutretenden, nur ihr gehorchenden Flüssigkeiten unterstützt. — So wie aber die Sedimentbildung nicht das reine Product der Schwere ist, sondern durch Molecularkräfte vermittelt und modificirt wird, so sind andere Molecularthätigkeiten, die auflösenden Kräfte nämlich vieler Flüssigkeiten, thätig in der Zerstörung die Sedimente, und, so wenig wie bei jener, kann auch hier die rein mechanische, d. h. einzig aus der Schwere hervorgehende, von der molecularen oder chemischen Wirkung getrennt werden. Der vereinigte Einfluss beider Thätigkeiten auf die Zerstörung des Festen auf der Erde heisst die Erosion.

---

109. Erosion durch den Wind.

Der wichtige Einfluss, der dem Wind in der Erzeugung und Zerstörung der Sedimente zukömmt, hat im Früheren mehrfach berührt werden müssen. Das Nackte der Felsmassen hoher Gipfel und Rücken erhält sich in vielen Fällen nur durch den Wind, der alle aufgelockerten Theile, in welchen die Vegetation Fuss fassen

könnte, wegführt, und oft auch den schützenden Schnee aufwirbelt und nach tieferen Thalgründen trägt. Es ist die heftige Bora, welche die Plateaufläche des Karst über Triest wie rein fegt; es ist grossentheils der Mistral, der, nach Ausrottung der Wälder, die Kalkgebirge bei Toulon und eines grossen Theiles der Provence von aller Dammerde entblösst hat. Nach der Ansicht von Sartorius, der durch vieljähriges Studium mit allen Verhältnissen des Aetna genau vertraut geworden ist, hat man vorzüglich den heftigen Winden es zuzuschreiben, dass die Ruine der Torre del filosofo auf dem Piano del Lago nicht längst schon von dem Sand und der Asche der seit 2000 Jahren auf sie fallenden Auswürfe eingehüllt worden ist, und derselbe Einfluss hat auch überhaupt die oberen Gehänge der Aetnamasse meist bis auf das nackte Gestein bloss gelegt. — In den Alpen und anderen Gebirgen müssen die Dächer der Wohnungen mit schweren Steinen belastet werden, um der Heftigkeit der Winde widerstehen zu können; und gegen stärkere Sturmwinde ist auch dieser Schutz nicht hinreichend, Häuser und ganze Wälder unterliegen der Gewalt der andringenden Luftmasse. Die Zerstörung des Dorfes Randa im Nicolaithale, im Dec. 1819, geschah durch einen Windstoss, der durch das Herunterstürzen des gegenüberliegenden, eine halbe Stunde entfernten Weisshorngletschers erzeugt wurde; Mühlsteine wurden mehrere Klafter weit bergan geworfen, die stärksten Lärchtannen entwurzelt, Häuser bis an die Keller abgerissen und das Holz über eine Viertelstunde weit über das Dorf hinauf getragen. — Gleichwohl ist die Gewalt der Winde in den gemässigten Zonen kaum zu vergleichen mit derjenigen der Orkane zwischen den Tropen, besonders im Chinesischen Meere und auf den Antillen; feste, steinerne Gebäude werden zertrümmert, schwer belastete Schiffe auf das Land geworfen, die dicksten Riesenbäume der Urwälder geknickt oder entwurzelt, Felsstücke losgebrochen und in beträchtliche Entfernungen fortgewälzt.— Die wichtigsten Erosionswirkungen werden jedoch eher durch anhaltende und gleichförmige als durch plötzlich einfallende, aber eben so schnell wieder sich beruhigende Winde hervorgebracht, weil die ersteren sich meist über grosse Theile der Erdfläche erstrecken, die letzteren gewöhnlich local und auf eine schmale Linie beschränkt sind. Die anhaltenden Ostwinde haben, wie es scheint,

den Sand der Libyschen Wüste mehr und mehr dem westlichen Theile der Sahara zugeführt und im östlichen an vielen Stellen den Felsboden entblösst; und dasselbe Verhältniss findet sich wieder in der chinesischen Gobi, deren östliche und höhere Gegenden mit groben Kieseln (Jaspis, Carneol, Chalcedon, Agat u. a. bunte Steine) bedeckt sind, während die Einsenkungen und der westlichere Theil weite Sandmeere darstellen.

---

110. Erosion durch Quellen.

Die Einwirkung der verborgenen Zuflüsse der Quellen auf das Innere des Bodens ist grösstentheils und oft ausschliesslich eine chemische. Die eindringenden hydrometeorischen Wasser lösen Theile des Bodens auf, durch den sie meist sehr langsam durchsintern, und treten mit denselben geschwängert an die Oberfläche. Nur in seltenen Fällen, vorzüglich nach Erdbeben, führen die Quellwasser auch Sand, Schlamm und andere mechanisch beigemengte Stoffe fort, die durch die innere Erschütterung lose gemacht und in die Rinnen der Quellzuflüsse gebracht wurden. Auch dann aber ist die Trübung nur vorübergehend. — Reines Wasser nimmt nur auflösliche Salze in grösserer Menge auf; es vermögen 100 Theile Wasser aufzulösen: 36 Theile Kochsalz, 12 bis über 100 Theile Glaubersalz (je nach der Temperatur), 50 bis 100 Theile kohlensaures Natron, 25 bis über 40 Theile Bittersalz, 5 bis über 100 Theile Alaun; dagegen nur 0,2 Theile Gyps, und kohlensaure Kalkerde ist so viel als unauflöslich. Das meiste Wasser im Boden ist indess mehr oder weniger kohlensäuerlich, durch Absorption von Kohlensäure aus den tieferen Schichten der Atmosphäre und aus der Dammerde, und hiedurch fähig, geringe Mengen von kohlensaurer Kalkerde und von Eisen aufzulösen, die, bei fortdauernder Einwirkung des durchfliessenden Wassers auf dieselbe Stelle, daselbst merkbare Erosionen hinterlassen. — Die bedeutende Grösse der im Inneren des Bodens durch Erosion entstehenden Räume ergibt sich aus dem Gehalt der Quellen an aufgelösten Substanzen. In den meisten Fällen hat man sich diese Räume nicht als einzelne

Höhlungen von grossem Inhalt, sondern als kleinere Poren und Rinnen zu denken, die sich über einen oft sehr weiten und tief gehenden Bezirk verbreiten; doch kann das Auswaschen von Salzstöcken und anderen leicht auflöslichen und in grösseren Massen vorkommenden Stoffen auch die Entstehung grösserer Räume veranlassen. Die Quellen von Baden im Aargau fördern (n. Löwig) jährlich gegen 2 Millionen Kilogramm an festen Bestandtheilen, vorherrschend Gyps und Kochsalz, aus der Tiefe, was einem Würfel von 26½ Fuss Seite entspricht; die Quellen von Karlsbad bringen (n. von Hoff) jährlich 23 Millionen Pfund an festen Bestandtheilen hervor, wovon 11 Millionen Glaubersalz, 5 Millionen kohlensaures Natron, 4 Millionen Kochsalz, 1 Million kohlensaure Kalkerde, was einen Würfel von 53 Fuss Seite bilden würde; weit beträchtlichere Resultate würden aus der Berechnung reicher Soolquellen und Travertin bildender Quellen sich ergeben.

Zu den bekanntesten Producten dieser Erosion gehören die Schlotten oder Kalkschlotten in Thüringen, Höhlen und Canäle von der mannigfaltigsten Gestalt, die sich mehrere Meilen weit unter dem Boden im Gyps verfolgen lassen. Die Höhlen sind zum Theil 50 bis über 100 Fuss hoch, liegen theils neben, theils über einander, und hängen durch engere, 6 bis 20 Fuss hohe Canäle zusammen; bis auf eine gewisse Höhe sind sie mit Wasser angefüllt, das von höher liegenden den tieferen Schlotten zufällt und entweder in Thalgründen und See'n als Quellen austritt, oder sich im Gebirge nach unbekannten Tiefen hin verliert. Zu den grössten dieser Schlottenzügen gehört derjenige von Wimmelburg bei Eisleben, in einer Länge von mehr als 3000 Fuss, aus vielen durch engere Canäle verbundenen Höhlen bestehend, die oft über 80 Fuss hoch und 100 bis 125 Fuss weit sind.

Eine ähnliche Entstehung durch Erosion ist für die noch ausgedehnteren Höhlen und unterirdischen Canäle von Krain, Illyrien, Dalmatien und Griechenland, für die Katabothra von Böotien und Morea anzunehmen. Die Katabothra sind in Kalkstein ausgehöhlte Canäle, die mit grösseren Höhlen communiciren, und von den Hochebenen Griechenlands mit oft steiler Neigung in die Tiefe gehen, zum Theil auch wohl unter dem Meeresspiegel sich ausmünden. Durch sie entleeren sich permanente See'n (See Kopais),

so wie auch die Gewässer, die in den Regenmonaten sich auf den Hochflächen sammeln.

Die Erklärung der Höhlenbildung durch Erosion kann nur für diejenigen Höhlen Geltung haben, deren Gestalt und Wände den Charakter der Auswaschung tragen, und bei vielen grösseren Höhlen ist diess keineswegs der Fall; ihr Inneres zeigt stark vorspringende Ecken und Kanten, oder gewaltsam zerbrochene Felsen; oder es sind abgeschlossene Räume, in denen keine Strömung statt finden konnte; oder die Substanz der Felsart ist auch in Säuren unauflöslich und nichts deutet darauf, dass die leeren Räume durch Substanzen anderer Art ausgefüllt gewesen seien. Eine mechanische Zerspaltung und Verschiebung der Felsmassen ist offenbar hier Ursache der Höhlenbildung geworden. Die meisten Höhlen kommen in Dolomitgebirgen vor und scheinen zum Theil mit leichter zerstörbarem, sandigem Dolomit erfüllt gewesen zu sein, der von Quellwassern mechanisch fortgeführt werden konnte, zum Theil aber sind diese Höhlen auch nur innere Fortsetzungen und Erweiterungen der vielen Spalten, welche die Dolomitmasse zerklüften. In festerem Dolomit und im Kalkstein, der, nebst dem Dolomit, die meisten Höhlen enthält, konnte eine chemische Erosion statt finden durch kohlensaure Wasser, und die mächtigen Ablagerungen von Travertin in vielen Gegenden beweisen, dass diese Bildungsart der Höhlen keine seltene gewesen sei. Die Entstehung der Katabothra in Griechenland erklärt Virlet durch die Annahme einer früheren Zerspaltung des Gebirges durch Erdbeben und vulcanische Kräfte, ein Aufsteigen corrosiver Dämpfe in diesen Spalten, wodurch auch feste und unauflösliche Steinarten aufgelockert werden konnten und ein mechanisches Wegführen der zerstörten Massen durch Quellwasser. Nur selten möchten grössere Höhlen, wie Breislak und Daubeny annehmen, gleich den kleineren Drusenräumen in Laven und Mandelsteinen, durch die Expansivkraft der im noch weichen Gestein eingeschlossenen Gase entstanden sein. Es ist vielleicht diese Erklärung anwendbar auf die Krystallhöhlen granitischer Gebirge, doch scheinen dieselben häufig auch als leer gebliebene Gangräume betrachtet werden zu müssen. Die Krystallhöhle am Zinkenstock, auf der rechten Seite des Unteraargletschers, befindet sich in einem Quarzgange von 3 Fuss Mächtigkeit und wurde im Jahr 1720 eröffnet, ihre Tiefe beträgt 120 Fuss, ihre Breite 18 Fuss, einzelne Bergkrystalle wogen 8 Centner, mehrere 4 bis 5 Centner, viele 1 Centner.

Literatur. Ueber den Ursprung der Höhlen: de Luc, *lettres phys. et mor.* 1779, *IV;* Freiesleben, *Kupferschiefergebirge*, 1809, *II;* Breislak, *instit. géol.* 1822, *I;* Schübler, *über die Höhlen der Würtemb. Alp, Leonh. Taschb.* 1825; v. Buch, *über den Dolomit in Franken, Journ. de Phys. XCV.* < *geogn. Briefe über Süd-Tyrol*, 1824; Virlet, *sur l'île de Thermia, Bull. géol. II*, 1832; Parandier, *sur l'origine des cavernes, l'Instit.* 1833; Muncke, Art. *Höhle*, im *neuen Gehler;* v. Leonhard, *Lehrb. der Geognosie*, 1835; —, *populäre Geologie*, 1838, *II;* Buckland, *sur l'origine des cavernes l'Instit.* 1836.

111. Erosion durch Hydrometeore.

Felsflächen, die durch keine Dammerde oder Kieshülle geschützt sind, werden durch die Hydrometeore, den Wechsel von Nässe und Trockenheit, die Niederschläge von Thau und Reif, den schmelzenden Schnee, durch Regengüsse, oder den unmittelbaren Einfluss der Atmosphäre, je nach der Felsart, schneller oder langsamer angegriffen.

Die Einwirkung äussert sich zuerst durch eine Veränderung der Farbe. Dunkle, durch Kohle gefärbte Kalksteine werden gebleicht, weil durch Bildung von Kohlensäure der Kohlegehalt entfernt wird; der im Inneren schwarze Alpenkalk erscheint daher an der Aussenfläche hellgrau. Dichte dolomitische Kalksteine bedecken sich in den Alpen mit einem strohgelben, staubigen Anflug, der aus etwas eisenschüssigem Dolomit zu bestehen scheint. Schwarze Kalksteine, wie diejenigen von Pisa, Spezia, Nizza, oder auch Diorite, Serpentine, Porphyre, werden an der Aussenfläche braunroth, weil ihr meist schwacher Eisengehalt oxydirt wird. Gneise und Glimmerschiefer, die vielen fein eingesprengten Eisenkies enthalten, werden oft an der Aussenfläche so gleichförmig roth gefärbt, als ob sie mit dicker Farbe bemalt wären. — Diese Veränderungen der Farbe sind bald nur auf die Aussenfläche beschränkt, bald dringen sie mehrere Zolle, bis mehrere Klafter tief ein. Die Tafeln der schiefrigen oder dünngeschichteten Flysch- oder Macignosandsteine der Alpen und des Apennins sind öfters mit einem mehrere Linien bis zollbreiten braunrothen Rande umgeben, der an dem inneren dunkelgrauen Stein scharf abschneidet; viele Oolithkalksteine des Jura sind von der Aussenfläche und jeder Kluft weg einwärts braun bis braunroth, im Kern der Blöcke blaulich-schwarz; die Molasse erscheint im Inneren der grösseren Steinbrüche blaugrau, nach der Aussenseite zu, in einer oft viele Klafter mächtigen Schale, grünlich und gelblich-grau, und auch an frisch gebauten Wohnungen wird der blauliche Stein nach wenigen Jahren gelb.

Häufig bleibt jedoch die Einwirkung nicht auf diese höhere Oxydation des färbenden Princips beschränkt; die wesentlichen Bestandtheile selbst gehen unter dem Einfluss chemischer und galvanischer Kräfte neue Verbindungen ein, die als auflösliche Salze

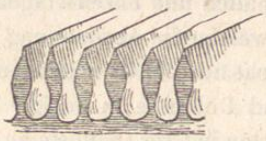
oder lose Erden von den atmosphärischen Wassern weggeführt werden, oder an geschützten Stellen als Ausblühungen oder Efflorescenzen erscheinen, wie Bittersalz, Alaun, Vitriolarten, Salpeter; oder als eine Decke von Grus, Sand, Thon, oder epigenirten, festen Mineralsubstanzen den ursprünglichen Fels oft klafterhoch bekleiden, und der Process wird daher als eine Zerstörung, d. h. als Verwitterung betrachtet.

Zur Unterstützung der chemischen Einwirkung, oder auch ohne diese die Verwitterung herbeiführend, trägt besonders auch das Gefrieren der in die Spalten und Poren eingedrungenen Feuchtigkeit bei. Die grosse Kraft, welche die Ausdehnung des gefrierenden Wassers ausübt, vermag nicht nur die Oberfläche aufzulockern, stark zerspaltene Kalksteine und Dolomite in eckigte Trümmer, Granite und andere körnigte Steinarten in Grus, Sandsteine in Sand zu verwandeln, sondern grössere Felsmassen werden durch sie, wie durch Pulver, gesprengt, und der grösste Theil der Trümmer, welche fortwährend am Fuss der Felswände sich anhäufen, wird nur durch den Frost von ihrem Stammfels abgetrennt. Aus der Gestaltung der Küsten der schottischen Inseln schliesst Macculloch, dass der Frost rascher auf die Zerstörung einwirke, als die mechanische und chemische Erosion der Hydrometeore. An den Küsten von Canna, Rum, Egg, Mull, Sky u. a. Inseln schreitet der Zerfall der Felsarten, die nur der Luft ausgesetzt sind, schnell fort bis zur Hochwasserlinie, wo der Fels durch das Wasser gegen den Temperaturwechsel mehr geschützt ist, und es entsteht daher eine flache Terrasse, die viele Klafter Breite haben kann und in der Ebbe trocken bleibt. —

Durch die Verwitterung werden alle schärferen Kanten und Ecke mehr und mehr abgerundet, horizontale Absonderungen werden zu weit klaffenden Spalten mit gerundeten Kanten, verticale Klüfte erweitern sich bis zu Engpässen und gewinnen zuletzt das Uebergewicht über die feste Masse, ausgedehnte Felsflächen vertiefen sich, und durch die grosse Ungleichheit, mit der die Verwitterung auf verschiedenartige Substanzen einwirkt, wird oft die ganze äussere Felsgestaltung verändert.

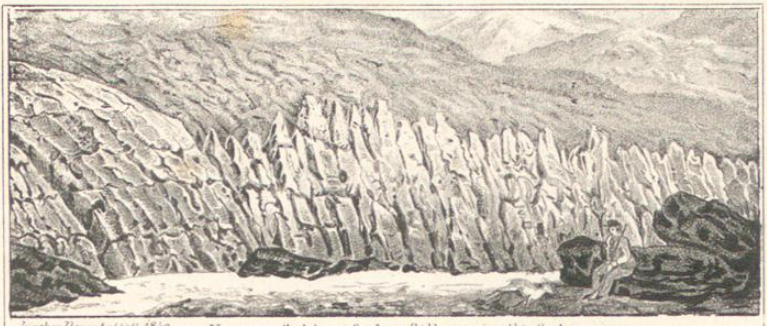
Dichtere Kalksteinflächen werden bei vollkommener Gleichheit des Korns und der Bestandtheile gleichförmig abgewaschen. Kommen

aber, wie es häufiger der Fall ist, geringe Abweichungen der Härte und Lösbarkeit vor, so entstehen Rinnen, das abträufelnde Wasser wirft sich vorzugsweise in diese, vertieft sie mehr und mehr, und gräbt sich Canäle, die durch Zwischenwände von Stein getrennt sind. Auch diese werden aber angegriffen, es entstehen kleinere Hohlkehlen an ihren Seitenwänden, der Rücken wird schmäler und schärfer, während zugleich die ursprünglichen Canäle sich vertiefen und auf dem Grunde durch Seitenerosion sich auch wohl erweitern (Die Fig. stellt einen Durchschnitt dieser Bildung dar).



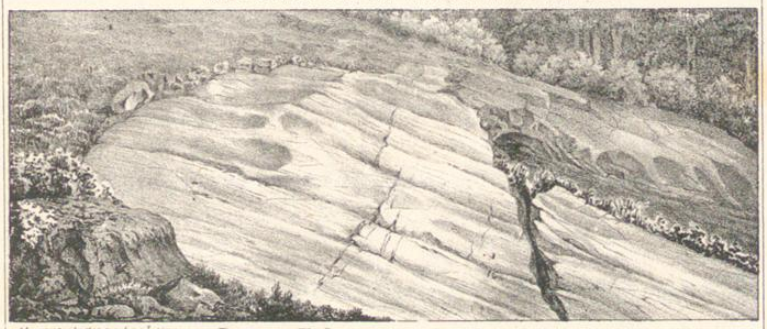
p. 374 Karren unter dem Diablerets Gletscher

In der Schweiz heissen diese gefurchten Kalkflächen Karren oder Schratten, in der französisch-romanischen Schweiz Lapiaz; sie bekleiden stundenweit geneigte Abhänge oder horizontale Terrassen in höheren und niedrigeren Gebirgen (M. d'Anterne, Tour d'Ay, Gemmi, Bättenalp am Faulhorn, Schratten, Bauen, Weggithal, Kerenzerberg, Säntis); die Hohlkehlen sind bald nur wenige Linien, bald mehrere Zoll tief, die grösseren Schründe mehrere Fuss und oft mehrere Kafter tief eingeschnitten, und die Felstafeln oben so scharf, dass man nur mit grösster Vorsicht über diese öden Flächen wegschreitet. An nicht seltenen Stellen behalten aber die Zwischenwände der Schründe ihre breite Oberfläche, die Felsmasse erscheint senkrecht zerklüftet, die Spalten sind mit Erde und Graswuchs ausgefüllt, so dass die nackten Karrenfelsen sich wie niedrige Mauern über einer Grasfläche ausnehmen (s. Tab. IV. Fig. 1). Saussure führt in seinen Reisen Karrenbildungen an von der M. de Caume, N. von Toulon, und von den Felsen des Fanale bei Genua. Eine zwar noch wenig vorgeschrittene aber deutliche Karrenbildung zeigt auch der beinahe nackte Monte Pellegrino bei Palermo. — Muschelschalen im Kalkstein widerstehen länger als die Grundmasse und ragen oft einige Linien bis zollhoch über die abgewaschene Kalkfläche hervor (*Hieroglyphenkalk* Lusser), sei es, dass die verschiedene Structur diesen grösseren Widerstand verursache, oder dass, wie Necker annimmt, der Kalk der Mu-



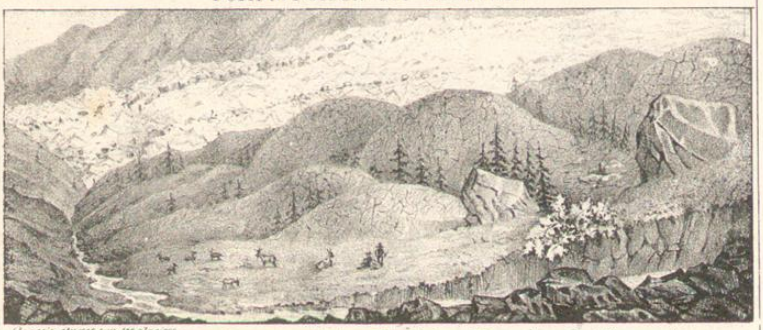
Zürcher Neujahrblatt 1840

Karrenfeld auf der Silbern im Cton Schwytz.



Agassiz. chutes sur les glaciers

Polirte Felsen bei Landeron



Agassiz. chutes sur les glaciers

Rundhöcker (roches moutonnées) am Rand des Gletschers bei Zermatt

Die Säulen im Eringer

von Usègne thal

Aus Fröbel, Reise

in die Pennin Alpen

Lith de Nicolet et Thez à Neuchatel

schelschalen Arragonit sei und als solcher länger zu widerstehen vermöge. — Es scheint die Entstehung der Karrenfelder an eine besondere Abänderung des Kalksteins oder an eigenthümliche klimatische Verhältnisse gebunden zu sein. Auf den Kalkfelsen des Jura sieht man keine, oder nur sehr unvollkommen ausgebildete Karren; auch in der Gebirgsmasse der Stockhornkette kommen sie nicht vor, vorzüglich häufig dagegen auf dem Kalk der älteren alpinischen und südeuropäischen Kreidebildung. — Gemengte Felsarten, auf welche die Erosion nur an der Oberfläche einwirkt, erhalten durch den ungleichen Widerstand der Bestandtheile eine rauhe Aussenfläche. Am Niesensandstein, einer Verküttung grosser Kalkblöcke durch eine kleinkörnige Breccie von Kalk- und Quarzkörnern, ragt das Cement in dicken Wülsten zuweilen fusshoch über die abgewaschenen Kalkblöcke hervor, und im Cement selbst stehen die Quarztheile über die Kalktheile heraus. — Serpentinfelsen sind oft schneidend rauh durch die herausragenden scharfen, aber festsitzenden Diallagkrystalle. — Auf Granitflächen leisten die Quarzkörner und nicht selten auch die grossen Feldspathkrystalle längeren Widerstand, und ragen weit hervor ohne sich trennen zu lassen.

Wo die Producte der Verwitterung an ihrem Stammort liegen bleiben, bilden sie eine, den tieferen Fels zum Theil vor dem Fortgang der Zerstörung schützende Decke. Hornblendgesteine, Basalte und Laven sind oft von einer viele Klafter mächtigen Hülle braunrother, grauer oder schwarzer Erde umgeben; die Granite und Porphyre mehrerer Gegenden liegen so tief unter dem aus ihrer Verwitterung hervorgegangenen Grus begraben, dass nirgends fester Fels hervortritt und man das Gebirge bis in seinen innersten Kern für zerstört halten möchte. Feldspathreiche Granite und Porphyre erzeugen als Product der Zerstörung den Porcellanthon oder Kaolin; das Kali oder Natron verschwindet mit einem Theil der Kieselerde aus dem wahrscheinlich durch kohlensaure Wasser zersetzten Feldspath, und es bleibt der Kaolin als ein wasserhaltendes Thonerdesilicat im Rückstand. Reiche Lager von Kaolin werden ausgebeutet zu S. Yrieix bei Limoges, bei Aue in der Nähe von Schneeberg im Sächsischen Erzgebirge, bei Passau in Baiern, bei Schio im Vicentinischen und in anderen Gegenden.

In einigen Gebirgen ist die Oberfläche granitischer Massen bedeckt mit mächtigen Haufwerken von Granitblöcken, öfters wie durch Kunst über einander aufgethürmt, zerfallenen Schlössern und Mauern ähnlich, oder durch übernatürliche Gewalt zerrissenen und durchwühlten Bergmassen, daher Teufelsmühlen genannt; die Blöcke halten zum Theil 20 und mehr Fuss im Durchmesser, kleine Trümmer sind nur in geringer Zahl beigemengt; die einen der grossen Blöcke sind gerundet, andere, besonders die kleineren, sind eckig. Mit erratischen Blöcken können sie nicht verwechselt werden, sie liegen offenbar noch an ihrer ursprünglichen Lagerstätte, und, wo der feste Fels sichtbar wird, zeigt er dieselbe Steinart, wie die Blöcke; es bilden ferner diese Blockanhäufungen oft die obersten Höhen der Granitberge und Rücken, ohne von einer grösseren Höhe überragt zu werden. Auf dem Kamme des Riesengebirges finden sich diese Felstrümmer in oft wunderbaren Gestalten und Gruppen; ein berühmtes Vorkommen ist die Lugsburg oder Luisenburg beim Alexandersbad im Fichtelgebirge; auf dem Brocken im Harz spielen die auffallenden Gestalten der Granitblöcke in den Hexengeschichten des Berges eine wichtige Rolle; ähnliche Haufwerke von Syenitblöcken bilden das Felsenmeer am Mölibocus im Odenwald; im Schwarzwald zeigt sich diese Bildung am grossartigsten in der Umgebung des Schluchsee bei S. Blasien, auch bei Triberg am Rohrhardsberg und an anderen Stellen; in Cornwall, in der Normandie und Bretagne, und auf der granitischen Hochfläche von Malpartida in Estremadura sind gleiche Haufwerke colossaler Felstrümmer bekannt. Dass die Abrundung und theilweise Zerstörung dieser Massen eine Wirkung der atmosphärischen Erosion sei, wird nicht bezweifelt; tiefer liegende Blöcke sind gewöhnlich von Grus umgeben, der deutlich durch das Zerfallen der nächsten Massen entstanden ist; von den höheren scheint der lose Sand durch die Gewässer abgespült worden zu sein. Die erste Zerspaltung aber der Bergmasse, das Herumwälzen und Aufthürmen seiner Trümmer, wird von L. von Buch, Merian und Frommherz von inneren Erschütterungen des Bodens, veranlasst durch die Hebung des Gebirges, oder die Spaltung der Thäler, oder heftigen Erdbeben, hergeleitet.

In lockerem, leicht aufgeweichtem Boden hat das Eindringen der Hydrometeore eine rascher fortschreitende Zerstörung zur Folge. An steileren Gehängen lösen grössere Massen sich ab und bilden mit dem zurückbleibenden Boden tiefe und weite Spalten, bis sie zuletzt vollständig sich zertrümmern. Oder, die sich trennende Masse bildet sogleich einen Bergschlipf und schüttet sich am Fusse des Abhangs zu einem Schuttkegel auf. Ausgedehnte Gebirgsabhänge sind durch einen einzigen Gewitterregen ihrer Dammerde und alles lockeren Bodens beraubt und bis auf den nackten Fels entblösst worden. Im Verhältniss zur Wassermasse wächst die Tiefe dieser Rinnen und Regenschluchten, die das zusammenlaufende Wasser einfrisst, und sie erscheinen daher als eine dem Geader der Blutgefässe ähnliche Verbindung von Furchen und Graben, die im Gebirgs- und Hügelland vom oberen Umfang eines kesselartigen Thales, in der Richtung des stärksten Falls, oder dem Erdreich folgend, das den geringsten Widerstand leistet, nach unten zusammenfliessen und sich zuletzt in dem Thalwasser vereinigen. — Auf den weiten Ebenen der südrussischen Steppen dringt, nach Kohl, nur ein kleiner Theil des Regen- und Schneewassers in den Boden und sammelt sich über der allgemein in der Tiefe liegenden Thonschicht, die grösste Menge fliesst in zahllosen kleinen Rinnen den Stromthälern zu, und die Dammerde der höheren Gegenden wird hiedurch den Niederungen zugeführt, wo sie oft mehrere Klafter hoch angehäuft ist. An den steileren Gehängen der Stromthäler und der Meeresküste entstehen aus jenen Rinnen in kurzer Zeit grössere Regenschluchten, 100 bis 150 Fuss tief und bis auf das Niveau des Meeres hinabgehend. Am oberen Ende bildet zur Zeit der Regen das einströmende Wasser einen Wasserfall, der immer weiter rückwärts schreitet, so dass oft die Schlucht mehrere Werste bis eine halbe Meile lang wird und zu weiten Umwegen nöthigt. Das jährliche Rückschreiten kann im Mittel einen Schritt betragen. Die steilen oder durch erdige, halb eingestürzte Stufen unterbrochenen Wände der Schluchten veranlassen eben so die Entstehung secundärer Schluchten, die sich rechtwinklicht in die Hauptschlucht ausmünden, der Steppenboden wird hiedurch in rechteckige Stücke zerschnitten, die immer mehr an Ausdehnung gegen die sie trennenden Graben verlieren, und es lässt sich voraussehen, dass einst

der Ueberrest des jetzigen Bodens an Flächenausdehnung kleiner werden muss, als der Boden der sich neu bildenden Thalgründe; er wird dann in vereinzelten Hügeln einer um 100 Fuss tiefer liegenden Fläche aufgesetzt erscheinen, bis auch diese letzte Spur desselben der Zerstörung unterlegen haben wird. Der noch fortdauernde rasche Fortgang dieser Erosion und die geringe Annäherung derselben zu ihrem endlichen Ziel scheint anzudeuten, dass wir den Anfang dieses Processes, d. h. die Trockenlegung der Steppen, keineswegs in undenkbar frühe Zeiten zurückzusetzen haben.

Eigenthümliche Verhältnisse zeigen die Pfeiler von Usegne (Tab. IV, Fig. 4) an der Vereinigung des Heremence- und Eringerthales gegenüber Sitten, und gleiche Bildungen finden sich im Einfischthal, am Col de la Madeleine und in anderen Alpenthälern. Ein mit grossen Blöcken gemengter Lehm bedeckt den Abhang, die grössten Blöcke 12 bis 18 Fuss im Durchmesser haltend, schützen den darunter liegenden Lehm vor der Erweichung durch die Hydrometeore, und wenn der aufgeweichte Boden durch Regenströme weggeführt wird, so bleiben die fest gebliebenen Massen als Pfeiler stehen. Die Pfeiler bei Usegne mögen zum Theil gegen 80 Fuss hoch sein, und geben ein Maass für die Erosion seit der Zeit, da der schützende Block des höchsten Pfeilers noch in der Oberfläche des Abhanges lag. Viele Pfeiler mögen früher bereits eingestürzt sein.

Die Bedingungen, unter welchen die Erosion zerstörend einwirkt, oder von den Felsarten abgehalten wird, sind sehr mannigfaltig und oft schwer zu beurtheilen. Mehrere Kalkstein- oder Granitarten leisten grossen Widerstand, andere werden in nicht langer Zeit bis auf den innersten Kern zersetzt. Der Aggregatzustand und die chemische Beschaffenheit sind von wesentlichem Einfluss, und so wie die einen Schwefelkiese sehr leicht, andere kaum je verwittern, so scheinen ähnliche Differenzen auch zwischen den verschiedenen Glimmer- und Feldspatharten zu bestehen, ohne dass es immer möglich wäre, die Ursache derselben anzugeben. Dass der Contact verschiedenartiger Substanzen, durch Erregung schwacher, die Zersetzung bald begünstigender, bald sie abhaltender Elektricitäten, auch hier eine wichtige Rolle spiele, ist nicht zu bezweifeln. Häufig wirken auch äussere Verhältnisse entschei-

dend ein. Ein veränderter Stromlauf des Thalbaches kann das Untergraben eines Gebirgsfusses, hiedurch Bergschlipfe und eine lange Folge von Zerstörungen veranlassen; unvorsichtiges Schlagen von Wäldern hat in den Alpen und in anderen Gegenden für grosse Thäler eine, bald langsamer, bald schneller fortschreitende Verödung herbeigeführt; die Verminderung des Holzstandes, oder eine längere Folge ungünstiger Jahre können für ganze Gebirgssysteme, die früher wenig durch Erosion litten, Ursache von Zerstörungen werden, deren Ende nicht vorherzusehen ist.

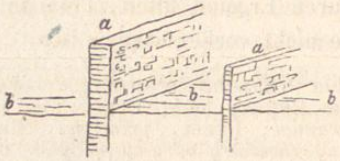
Literatur. Ueber langsame Zersetzung der Felsarten: Playfair, *explic. de la théorie de Hutton*, 1815; Ebel, *Bau der Erde*, 1808; de la Bèche, *geolog. manual*; Lyell, *principles*; Bronn, *Geschichte der Natur*, 1841; Turner, *chemistry of geology*, *phil. mag.* 1833; Becquerel, *tr. de l'électricité*, 1834 u. f.; Blum, *die Gebirgsarten und ihre Zersetzungsresultate*, in der *Lithurgik* 1840 > *v. Leonhard und Bronn*, 1838; Macculloch, *Western-Islands*, 1819. — Ueber Karrenbildung: de Saussure, *voyages*, *III*; Studer, d. ä., *über gefurchte Kalkfelsen*, *Meisner*, *naturw. Anz.* 1817, p. 37 und 55; Hirzel-Escher, *Wanderungen*, 1819; Keller, *Bemerk. über die Karren*, 1840. — Ueber Kaolin: Fournet, *sur l'origine du Kaolin*, *Ann. de ch.* 1834; Al. Brongniart, *mém. sur les Kaolins*, *Arch. du Mus. d'hist. nat.* 1839 > *Bull. géol. X.* — Ueber grosse Granitblöcke: v. Buch, *geogn. Beob.* 1802, *I*; —, *über die Gestalten des Granits*, *l'Inst.* 1843; Merian, *südl. Schwarzwald*, 1831; le Play, *obs. sur l'Estremadura*, *A. d. M.* 1834; v. Leonhard, *popul. Geol. II*; Frommherz, *Diluvialgeb. des Schwarzwalds*, 1842. — Ueber Erosion des lockeren Bodens: Kohl, *Reise in Süd-Russland*, 1841, *II*; Fröbel, *Reise in die Penninischen Alpen*, 1840.

112. Aeltere Erosion durch Hydrometeore.

Der volle Betrag des Einflusses, den die atmosphärische Erosion auf die Veränderung der Erdoberfläche seit der letzten Meeresbedeckung ausgeübt hat, ist kaum zu beurtheilen, weil nur da, wo Spuren früherer Zustände übrig geblieben sind, eine Schätzung möglich wird, und auch in diesem Fall selten einige Sicherheit vorhanden ist, dass diese Spuren wirklich noch Ueberreste des ursprünglichen Zustandes seien.

Der Schluss auf eine relativ nicht sehr lange Dauer der gegenwärtigen Verhältnisse, der sich aus den geringeren Fortschritten der Erosion in den Steppen ergab, scheint durch Erscheinungen in anderen Gegenden, theils bestätigt, theils wesentlich modificirt oder entkräftet zu werden. Man sieht z. B. festere Gangmassen mehrere Fuss oder Klafter weit aus ihrem Nebengestein herausstehen, und es ist daher dieses wenigstens um die ganze Dicke

dieser Hervorragung zerstört und weggeführt worden; so sind die Gänge in Val del Bove am Aetna, und an dem inneren Absturz der Somma zum Theil in beträchtlicher Ausdehnung von ihrer Umhüllung entblösst, und doch unterliegt in beiden Fällen das Ganggestein selbst einer rasch fortschreitenden Zerstörung. So wie hier aus steilen Abstürzen, so ragen anderwärts die Ueberreste der Gänge *a* wie Mauern aus dem horizontalen Boden *b* hervor. In



Schottland, Irland, auf den Hebriden steigen die Dykes von Trapp oft viele Fuss hoch aus dem durch Schiefer, Sandstein, Kalkstein gebildeten Boden auf, und dienen, wie Mauern, zu Einfristungen; in Nord-Irland erreicht einer dieser Dykes eine Höhe von 40 Fuss über der jetzigen Bodenfläche; bei Trarbach in der Pfalz beschreibt Schreiber einen verticalen Quarzgang, der 30 Fuss hoch von dem Schiefer entblösst ist. In den Gebirgen von Lyon sah Rozet die vielen Quarzgänge sich mauerartig 30 bis 45 Fuss hoch über die Bodenfläche erheben; einer dieser Gänge, im Morvan *(la Roche de Glenne)*, hat eine Mächtigkeit von mehr als 120 Fuss und eine Höhe von 45 Fuss. — Mehrere höchst auffallende Felsbildungen erklären sich durch die Annahme, dass dieselben früher von anderen Bildungen umhüllt gewesen seien. Die zahnähnlichen Klingsteinfelsen des Hegau's (Hohentwiel, Hohenstauffen, H. Megdberg) sind einst wohl weit höher hinauf, wo nicht ganz, vom Trachyttuf umschlossen gewesen. Viele Hügel und Inseln mit einem inneren Kern von Basalt (Ziegenberg am Habichtswald, Blaue Kuppe bei Eschwege, Cyclopeninseln) haben dem Widerstand der festeren Steinart ihre Erhaltung zu verdanken; andere hat ein Hut von widerstandleistendem Gestein geschützt, so den Meissner in Hessen die Decke von Basalt, viele Hügel der niederen Schweiz eine Decke von Nagelfluh oder Muschelmolasse (Guggershorn, Belpberg, Vully, Jolimont).

Die auffallenden Säulenbildungen zu Adersbach zu Böhmen sind durch viele Abbildungen und Beschreibungen bekannt. In einem weiten

Thalgrund steigen eine Menge Pfeiler von weissem Sandstein aus der Rasendecke empor, mehrere bis 300 Fuss hoch; jede Säule ist deutlich horizontal geschichtet, und dieselbe Schicht erscheint in allen Säulen in gleicher Höhe über dem Boden; gegen die Thalwand zu stehen die Säulen sich mehr genähert, die Zwischenräume verengen sich zu Spalten, und man überzeugt sich bald, dass die Pfeiler Ueberreste derselben Felsmasse sind, in welche der Thalgrund eingeschnitten ist. Eine gleich merkwürdige Pfeilerbildung dieses Sandsteins zeigt sich im Bielergrund in der sächsischen Schweiz. — Dieselbe atmosphärische Erosion hat in Dartmoor (Devonshire) den Granit in cubische und prismatische Stücke zerschnitten, die sich allmählig abrunden und in sphäroidische oder cylindrische Gestalten *(tors)* übergehen. — Auch am Kolywansee im Altai steigen mauer- und ruinenförmige Massen von Granit isolirt aus dem Steppenboden auf, in horizontale, abgerundete Scheiben zerklüftet, aus demselben Granit bestehend, der das Seitengebirge der Steppe bildet. — Während in den südrussischen Steppen die Erosion noch in ihrem Anfang zu stehen scheint, zeigt sie sich daher in anderen Gegenden, wo doch weit grösserer Widerstand zu überwinden war, beinahe oder wirklich schon abgeschlossen, und nur die Ueberreste der härtesten Steinarten und einzelne Hügel und Pfeiler zeugen noch von der Höhe des ursprünglichen Bodens.

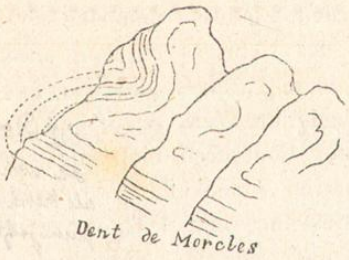
Nicht grössere Uebereinstimmung geht aus den Beobachtungen in höheren Gebirgen hervor. — Die meisten Schutthalden der Kalk- und Dolomitalpen erhalten sich stets frisch durch fortdauernd niederfallende Trümmer, und von allen Gefahren, die in den Alpen drohen, wird das Herabfallen von Steintrümmern, als die am häufigsten vorkommende, am meisten gefürchtet. Kaum mag im Frühjahr und Sommer eine Woche vergehen, wo nicht an der steilen Felswand der Gemmi eine Felspyramide einstürzt, deren aufgelockerte Schieferbasis die Last nicht mehr zu tragen vermag; eben so schnelle Fortschritte macht die Zerstörung in dem Quarzit des Illgrabens gegenüber Leuk im Wallis, oder in den Schluchten, die hinter Brienz tief in die Schiefermasse des Rothhorns eingreifen, und auch in den Firnregionen der Hochalpen wird die allgemeine Stille bald von dieser, bald von jener Seite

her durch herabfallendes Steingetrümmer unterbrochen. Diese überall in raschem Fortschreiten begriffene Zerstörung, die bedeutenden Veränderungen, die jedes stärkere Hochgewitter oder ein schnelles Abschmelzen der Gletscher in der Gestaltung des Bodens jetzt noch hervorbringen, die neuen Felsbrüche, Schluchten und Trümmerhalden, die man entstehen sieht, das Zerrissene, den Einsturz Drohende der Gipfel und Felsgräthe, Alles dringt die Ueberzeugung auf, dass so wie jetzt die Erosion hier nicht seit undenkbar alter Zeit gewirkt haben könne, weil sonst lange schon eine allgemeine Verflachung und ein Zustand grösserer Ruhe eingetreten sein müsste.— Aber andere Verhältnisse in den Alpen nöthigen sogleich wieder, den Anfang der Erosion viel weiter zurück zu versetzen. An Abhängen oder auf Hochflächen ragen Felskuppen festerer Felsarten, Kuppen von Kalkstein, Quarzfels, Serpentin, Diorit, Hunderte von Fussen aus einem Boden hervor, der aus leichter zerstörbarem Schiefer oder Flysch besteht, und es ist nicht zu bezweifeln, dass dieser Flysch sie früher als stockförmige Massen und Einlagerungen ganz umschlossen habe. Der von Ebel (Anleit.) schon angeführte, aus Kalk bestehende Pfaffenstock, auf den Reulissen im oberen Simmenthal, scheint früher von Gyps umschlossen gewesen zu sein; ähnliche Kalkstöcke, nackt oder mit Tannwaldung bekleidet, oft über hundert Fuss hoch, sind in der ganzen Ausdehnung der Kalk- und Flyschalpen keine seltene Erscheinung. In den Gebirgen von Davos und Erosa in Graubündten sind die Porphyrkuppen des Kummerbergs und die Dioritkuppe des Hörnli nur durch das Verschwinden ihrer Sandstein- und Schieferumgebung sichtbar geworden. Eine der auffallendsten Ansichten dieser Art bietet das Grosshorn bei Zer-

freila, im hintern Valserthal in Bündten, dar; ein zahnartiger, unersteiglicher Felsstock, wohl gegen 1000 Fuss hoch, der ganz

isolirt auf der breiten Hochfläche steht, die von Zerfreila gegen Mittag ansteigt; bis zum Betrag jener Höhe muss der Talkflysch, der die Hochfläche bildet, oder eine andere Steinart, die einst den Stock umgab, zerstört worden sein. — Mächtige Formationen scheinen durch diese langsame Erosion bis auf wenige Spuren verschwunden zu sein. So wird der Gipfel des Hohgant, in der nördlichsten Kette der Kalkalpen, von einem sehr zerstörbaren Quarzsandstein in einer Mächtigkeit mehrerer hundert Fuss bedeckt, und unter dem Sandstein liegt Kalk; auf der östlich angrenzenden Kette der Schratten fehlt dieser Sandstein bis auf vereinzelte Trümmer, die sein früheres Vorkommen beweisen; der Kalk, in nackten, stundenweiten Karrenfeldern, bildet allein die Oberfläche, und die Kette ist auch ungefähr um die Mächtigkeit, die der Sandstein auf dem Hohgant erreicht, erniedrigt. — Einer ähnlichen Zerstörung geht der ursprünglich wohl bei 1000 Fuss hohe Syenitkamm auf der Flyschkette von Gravesalvas, zwischen dem Julier und Silsersee in Graubündten, schnell entgegen; an mehreren Stellen ist der Rücken bereits bis auf den Flysch bloss gelegt, und nur ein Ueberrest von Syenitblöcken und die ausgedehnten Trümmerhalden an beiden Abhängen zeugen von seiner früheren ununterbrochenen Erstreckung.

In Gebirgen, deren Schichten vielfach gekrümmt und über einander gebogen sind, kann die Erosion grösserer Stücke einer Gebirgsmasse leicht Irrthümer über die wahre Lagerfolge veranlassen. Am Gipfel der Dent de Morcles, am Ausgang



des Wallis, möchte man glauben, zwei verschiedene Einlagerungen von rothem Kalk in der grauen Hauptmasse zu sehen, während offenbar früher das obere Stück durch eine Biegung, die mit der ganzen Vorderseite des Stocks zerstört worden ist, mit dem

unteren zusammenhieng. Am Ammertenhorn, im Hintergrund

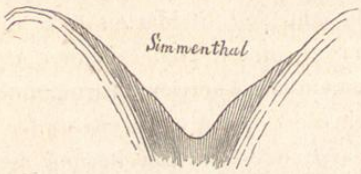
Ammertenhorn.

des Simmenthales, dessen Höhe über den dortigen Thalboden über 3000 Fuss beträgt, glaubt man eine untere Schiefermasse, eine Mittelmasse von Kalkstein, und eine obere Schiefermasse zu erkennen; bei genauerer Betrachtung sieht man aber ziemlich deutlich, dass die mittlere Kalkmasse aus umgebogenen Schichten besteht, die ihre Bauchung dem vorderen Absturz zuwenden, und weiter westlich biegt an den Gebirgen, die derselben Reihe angehören, auch die untere Schiefermasse sich vorn um den Kalk herum aufwärts und bildet mit der oberen Schiefermasse ein Ganzes. Aehnliche Verhältnisse hat Lusser aus den Gebirgen am Vierwaldstättersee dargestellt. Ein eben so grossartiges Beispiel wie das Ammertenhorn zeigt der Mürtschenstock S vom Wallenstadtersee, und auch im Sentisgebirge bei Appenzell glaubt Escher die Lagerfolge nicht ohne die Annahme sehr weit greifender Umbiegungen und Erosionen erklären zu können.

Erwägt man den Einfluss, den eine so bedeutende Erosion auf die Gestalten des Gebirges ausüben muss, so gewinnt man leicht die Ueberzeugung, dass die Umrisse der Gebirgskämme grösstentheils ihr Werk seien; bei geringem Wechsel der Steinart werden die Contouren einförmig, geradlinigt, wie am Jura und an mehreren Alpenketten (Brienzergräthe, Schratten), wo aber feste Gesteine mit leichter zerstörbaren wechseln, entstehen Stöcke und Hörner, die durch tiefere Einschnitte getrennt werden. Wo die Erosion noch vorherrscht und keine bleibende Lage von Dammerde bestehen lässt, behält das Gebirge einen felsigten, rauhen Charakter; wo ein Ruhestand eingetreten ist und die früheren Erosionsproducte den tieferen Fels schützen,

da stellt auch die Vegetation sich ein, das Wurzelgeflecht befestigt die Dammerde, und die Wirkungen der Erosion sind als abgeschlossen zu betrachten.

Doch nicht auf die Gestalt der Rücken und Kämme allein, auch auf die Thalbildung übt die Erosion einen Einfluss aus, dessen Betrag früher vielleicht überschätzt worden sein mag, in neuerer Zeit aber eben so oft zu gering angesetzt worden ist. Bestehen die Gebirge, die das Thal einschliessen, aus festen, Widerstand leistenden Steinarten, der Thalboden dagegen und der tiefere Theil der Thalwände aus einer leicht zerstörbaren Formation, die nicht als eine jüngere Thalausfüllung betrachtet werden kann, weil eben in sie das Thal eingeschnitten ist, so lässt sich kaum bezweifeln, dass die Zerstörung dieser Formation grösstentheils Ursache der Thalbildung geworden sei. Die beiden Ketten, die das Simmenthal bei Wyssenburg einschliessen, bestehen aus



Kalkstein, dessen Schichten dem Thalboden zufallen, der Thalboden selbst aber aus einem leicht verwitternden Flysch, dessen Lager meist vertical stehen und offenbar durch die Thalbildung abgetragen worden sind. Im Jura kommen, besonders auf höheren Gebirgsstufen, sehr häufig Thäler vor (*Combes*), deren eine Thalseite die

Fläche, die gegenüberstehende den Absturz der Kalkschichten zeigt; der Thalboden dieser Thäler besteht gewöhnlich aus Mergeln und Thonen, deren Auswaschung die Thalbildung zugeschrieben werden muss. — Es tritt diese Entstehung der Thäler durch Erosion noch überzeugender hervor, wenn der Thalbach durch einen in festeren Fels eingesprengten Engpass sich ausmündet, hinter welchem erst

die weichere Steinart folgt, worin das Thal sich erweitert und verzweigt. Die Erosion hat hier offenbar im Verhältniss des geringeren Widerstandes gewirkt; in der festen Steinart des Thalausganges bemerkt man kaum ihren Einfluss, der sogleich äusserst stark hervortritt, so wie die Steinart wechselt. So würde man bei Wimmis, am Eingang des Simmenthales, wo die Kalkfelsen die Strasse zunächst an die Simme andrängen, kaum ahnen, dass nach wenig Schritten man sich in einem der grösseren Alpenthäler befinden werde; so erweitern sich mehrere Seitenthäler des Wallis (V. d'Annivier, Turtmannthal, Baltschiederthal), und in Graubündten (Erosa, Davos, Faller), gleich hinter den Engpässen, wo festere Steinarten kaum dem Thalwasser einen Ausgang gestatten, zu weiten Thalbezirken, deren Gestaltung ganz den Charakter der Erosion trägt, und gewöhnlich findet man auch bei näherer Untersuchung der Steinart, welche noch den Grund und die tieferen Wandungen des Thales bildet, dass sie durch leichtere Zerstörbarkeit sich von den Steinarten der Seitengebirge unterscheidet. Die meisten dieser Thäler in den Alpen sind in Flysch eingeschnitten (Simmenthal, Annivier, Turtmannthal, Erosa, Faller); in mehreren hat die Zerstörung von Gyps- oder Dolomitmassen die Thalbildung veranlasst, oder zur Erweiterung der Thäler wesentlich beigetragen (Val d'Illier, Thäler des Avançon und der Grionne bei Bex, Thal zwischen Adelboden und Frutigen, Binnenthal, V. Bedretto, V. Canaria). — Am auffallendsten tritt dieser Erosionscharakter an Thälern hervor, deren Gestalt im Grossen die kesselartige Ausbildung der Regenschluchten vieler Gebirgsabhänge wiederholt, wo nämlich das Thalwasser mitten in einer der längeren Thalwände durch einen Engpass seinen Ausfluss findet, während der Thalboden an beiden Enden ins Gebirge aufsteigt; ausgezeichnete Beispiele dieser Thalbildung zeigen, im Gebiet der Nagelfluh, das Weissachthal zwischen Immenstadt und Staufen, das Buembachthal hinter Tschangnau an der oberen Emme; in den höheren Alpen, das Binnenthal im Wallis, die V. d'Entrèves an der Südseite des Mont-Blanc.

In vielen Gegenden der Alpen treffen wir daher die Erosion in vollster, ununterbrochener Thätigkeit, als ob erst seit Kurzem sie begonnen hätte, in anderen erscheint sie als etwas längst Abge-

schlossenes, so dass es der reiferen Ueberlegung bedarf, um sich von ihrer früheren Macht zu überzeugen. Derselbe Unterschied zeigt sich, wenn getrennte Gebirgssysteme verglichen werden. Im Jura schon ist der Zerstörungsprocess weit schwächer als in den Alpen, ganze Ketten und grössere Thäler sehen kaum schwache Spuren desselben. Auch im Schwarzwald, wo noch stärkere Wirkungen vorkommen, zeugen die gerundeten Formen und die ausgedehnte Vegetation, dass die Epochen grösster Thätigkeit der zerstörenden Kräfte weit zurückbleiben. In den stark bewaldeten, flach gerundeten Gebirgszügen, welche Böhmen umschliessen, ist die Erosion gegenwärtig fast nur auf die höchsten Felskuppen beschränkt. — In welchem bedeutenden Maasse aber in vielen dieser und in anderen Gegenden die Erosion früher gewirkt haben müsse, zeigt sich, wenn man unter der ebenen oder schwach gewellten Oberfläche die innere Structur des Bodens untersucht und in dieser, ganz im Widerspruch mit der äusseren Gestalt, eine steil geneigte, verticale, vielfach gebogene Schichtenstellung sieht. Zuweilen lässt sich die ursprüngliche Gestaltung noch auffinden: die Schichten

sind unter Seitendruck zusammengeschoben und in vielfache Windungen gekrümmt, der ganze höher liegende Theil dieser

Windungen aber ist durch Erosion zerstört und weggeführt worden. In einem grossen Theile des Rheinischen Schiefergebirges, im Steinkohlengebirge von Belgien und England, im Uebergangsgebirge der Bretagne, von Wallis und Schottland lässt die Structur des Bodens keine andere Erklärung zu, und ihre Richtigkeit ergibt sich aus dem Vorkommen vieler noch erhaltener Sattel- und Muldenbiegungen.

Literatur: Playfair, *explic. de la théorie de Hutton*, 1815; d'Aubuisson, *tr. de géognosie*, 1828, *I*; de la Bèche, *geol. man.* 1838; Lyell, *principles*; v. Leonhard, *popul. Geologie*, 1836; Schreiber, *sur les mines de*

Trarbach, *Journ. d. M.* 1795; Rozet, *Bull. géol.* 1838; Ledebour, *Reise durch den Altai*, 1830; Dumont, *descr. géol. de la prov. de Liège*, *M. de Brux. VIII*; Lusser, *Profile vom S. Gotthardt bis Art*, *Schw. Denksch.* 1842; Studer, *Westl. Alpen*, 1834.

---

113. Erosion durch Ströme.

Wie die Sedimentbildung hängt die Einwirkung der Ströme auf ihr Bett ab von dem Gefäll und der Wassermasse; mit beiden wächst der Druck und die Stosskraft, den sie auf die ihnen entgegenstehenden Massen und auf ihre Grundlage ausüben, und gegen diese mechanische Erosion tritt die chemische hier zurück. Der andere, wesentlich auf das Resultat einfliessende Factor ist der Widerstand, den der vom Strome angegriffene Boden zu leisten vermag, und je nach diesem ist die Einwirkung in kürzester Frist eine sehr grosse, aber beinahe abgeschlossene, oder sie schreitet so langsam fort, dass die längsten Zeiträume sie ihrem Ziel nicht näher bringen.

Im Oberlauf der Ströme und im Gebirgsland finden sich die häufigsten Beispiele schnell fortschreitender Erosion, weil hier das Gefäll am stärksten, und die Bodengestaltung einer Ansammlung bedeutender Wassermassen am günstigsten ist. Im alten Schutt- oder Kiesboden der Alpenthäler graben sich Ströme, wie sie nach heftigen, besonders nach Hagelgewittern oder bei schnellem Abschmelzen der Gletscher entstehen, selbst bei sehr geringem Gefäll, oft in wenig Stunden ein 30 bis 100 Fuss tiefes Bett, mit steilen, fast senkrechten Uferwänden. Auch sind in den Alpen die meisten Schuttgehänge der Thalwände von tiefen Graben oder Runsen (*ruz* im Jura) durchfurcht, die von einzelnen heftigen Gewitterregen, oder von Lauwinen herrühren, und auch fortwährend oft als Lauwinenzüge, oder als Abzugcanäle der Schneeschmelzen und starken Regen dienen. Ist die Felsart des Gebirges leicht zerstörbar, so frisst sich der Strom durch die Schuttbedeckung bald auch in die Grundlage selbst ein, bis die vom Gefäll abhängige Stosskraft mit dem Widerstand im Gleichgewicht steht, und die sehr steilen, gleichförmig abfallenden Ufer, so wie die Bildungsgeschichte neu erstandener Graben, zeugen

dafür, dass auch diese Erosion nur kurzer Zeit bedarf, um sehr bedeutende Fortschritte zu machen. Viele im Flysch von Bündten (Schyn, Schalfick, Prättigau), oder Wallis eingefressene Graben und Tobel ziehen sich tief in den Abhang hinein, mit oft fast horizontalem und nur hinten ansteigendem Grunde und mehrere hundert Fuss hohen, steilen Abhängen, die sich durch fortgesetztes Nachstürzen des Gesteins stets frisch erhalten. Die Kander hat sich, seit 1714, und wie es den vorhandenen Nachrichten zu Folge scheint, bereits in den ersten Jahren, ein Bett gegraben, das in der Nähe des Durchstichs bei 100 Fuss tief unter dem alten Bett liegt; diese Erosion, welche die Hauptmasse an das Kanderdelta geliefert hat, erstreckt sich, zwischen meist verticalen Wänden, in der Kander bis gegen Emdthal, in der Simme bis Wimmis, mehr als eine Stunde weit über dem Durchstich, und ihre Tiefe beträgt hier immer noch bei 50 Fuss; die Breite dieses neuen Stromthales steigt an mehreren Stellen, wo der Lauf öfters die Richtung verändert hat, bis auf eine Viertelmeile; der durchgrabene Boden besteht aus altem Kies und Sand von beträchtlicher Festigkeit, so dass die Bildung schon mit Nagelfluh und dem gewöhnlichen Bausandstein der Molasse verwechselt worden ist, und wo die aus Gyps, Rauchwacke und zerspaltenem Kalk bestehende, hier jedoch bereits unter die frühere Thalfläche erniedrigte Kette der Zwieselberge durchsetzt, sind auch diese Gesteine, wie der anliegende Kies, durchschnitten. Am Aetna hat der Simeto sich in einer vor etwa 200 Jahren geflossenen, sehr festen Lava ein gegen 50 Fuss tiefes Bett eingefressen. Der Niagarafall, durch den der Eriesee sich dem Ontariosee zu entleert, ist in den letzten 40 Jahren um 150 Fuss zurückgewichen, weil fortdauernd die weiche Grundlage der bei 90 Fuss hohen Kalkdecke, welche den Absturz bildet, von dem Strom zerstört und weggeführt wird.

Durch die theilweise Zerstörung der alten Schuttmassen sind in den Alpenthälern die Terrassen entstanden, welche häufig die Dorfschaften oder, bei höherer Lage, Frühweiden und Vorsasse tragen. Der steile Absturz, den sich der Strom zuerst eingefressen hatte, ist durch Nachstürzen des Bodens gemildert worden und hat die Böschung der Schuttkegel, mit Winkeln von 35° bis 40°, angenommen, die obere Fläche ist horizontal oder fällt schwach dem Thal-

bach zu; zuweilen kommen mehrere dieser Stufen über einander vor, in der Regel ist nur eine durch grössere Breite und längeres Anhalten ausgezeichnet. In Dauphiné, in der oberen Tarentaise, in V. d'Aosta, in einigen der südlichen Wallisthäler (Bagne, Erin, Annivier), im Oberwallis, sind diese Terrassen besonders auffallend; genauer sind sie in Graubündten durch Martins verfolgt worden. Die Höhe der Terrassen im Vorder- und Hinterrheinthal über dem Rhein beträgt 100 bis 300 Fuss, ihre absolute Höhe fällt mit dem Thalboden, obgleich bei beschränkterem Gesichtskreis sie dem Auge meist horizontal erscheinen. Wird der Thalboden von zwei sich vereinigenden Strömen eingeschnitten, so erhält die Terrasse die Gestalt einer vorspringenden Ecke, wie bei Reichenau in Bündten, und noch ausgezeichneter in dem das Thal der Durance beherrschenden Hügel, auf welchem Embrun erbaut ist.

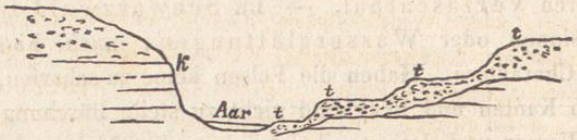
So wie aber der Widerstand, den die Felsart zu leisten vermag, nur um ein Geringes die Stosskraft übertrifft, bedarf es schon einer sehr lange anhaltenden Einwirkung, damit die Fortschritte der Erosion merkbar werden. Die Mehrzahl der Wasserfälle in der Schweiz, mögen sie über Kalkstein, oder über Gneis und Granit herabstürzen, haben ihre Gestalt und ihr Felsbett in den letzten 50 bis 100 Jahren nicht wesentlich verändert, obgleich mehrere mit furchtbarer Gewalt an entgegenstehende Klippen und Felsstöcke anprallen, oder sich von grosser Höhe in Kessel stürzen, aus denen sie schäumend hervorspritzen; bei einigen haben sich sogar ziemlich scharfe Ecke und Kanten erhalten.

Ein nicht kleiner Antheil an der Erosion der Ströme kömmt den vom Wasser bewegten Felstrümmern, Kieseln und Sandkörnern zu, die unter dem heftigen Stoss des Stromes und einem oft bedeutenden Druck wie in einem Polirwerk arbeiten. Durch sie werden harte und aus sehr ungleichen Gemengtheilen bestehende Felsarten vollkommen abgeglättet, Kanten und Ecke zu Wülsten und Höckern abgerundet, flache und tiefe, aber stets abgerundete, der Strömung folgende Furchen und Rinnen eingegraben, grössere Kessel und flache Schüsseln ausgehöhlt, die ebenfalls in der Richtung der Strömung auf einander folgen. Zu den ausgezeichnetsten Beispielen in den Alpen gehören die grossen Höhlen (die Finstere Schlucht) in den Seitenwän-

den der engen Kluft im Kalkstein des Kirchet, durch welche die Aar von Grund nach Meiringen strömt; die Auswaschungen im festesten Granit im oberen Sesiathal durch den in diesen Granit tief eingeschnittenen Thalbach; die noch bedeutenderen in dem granitischen Gneis bei der Brollabrücke oberhalb Locarno und im mittleren Verzascathal. — Im Schwarzwald zeigen die Stromerosionen oder Wasserglättungen, nach Fromherz, folgende Charaktere. Haben die Felsen keine zu scharfen, hervorstehenden Kanten und Ecke und nicht zu steile Böschung, so bildet das Wasser und das von ihm bewegte Geschiebe sehr gut abgerundete Höcker und Wülste, und zwischen ihnen flache Vertiefungen; die Felsen sind stark geglättet und polirt, aber weder gefurcht noch geritzt. War die Oberfläche ursprünglich eben, so bleibt sie es auch nach der Glättung. Zeigen die Felsen schmale, stark vorstehende Kanten und Ecke, so entgehen diese häufig einer vollständigen Abreibung und Abrundung. — Die Felsen, sagt Escher, welche durch Geröll und Blöcke führende Ströme abgerundet und geschliffen worden sind, zeigen nicht bloss an der Stossseite (die dem Strom entgegenstehende), sondern auch an der Leeseite (die rückwärts von der Strömung liegende) mehr oder weniger gute Glättung und Abrundung, und an letzterer oft eben so sehr wie an der ersteren; an den tiefsten Stellen des Rinnsals finden sich zuweilen tiefere Furchen, die ziemlich weit in gerader Linie fortlaufen, aber vielen Wechsel in der Breite und Tiefe zeigen; an herausragenden Felsen folgen aber die Furchen, wenn solche, was selten ist, vorkommen, nie auch nur einige Fuss weit derselben Richtung; feinere Ritze kommen gar nicht vor.

Im Mittellauf äussert sich die Erosion vorzüglich in dem Streben nach tieferem Gefäll, und so wie eine grössere Wassermasse die Kraft des Stromes erhöht, greift er seine früheren Sedimente an und vertieft sein Bett. Meist jedoch nur vorübergehend, wie die Anschwellung selbst es ist, bedarf es einer Tieferlegung der Ausmündung, oder einer Verkürzung des Stromlaufes durch das Abschneiden von Krümmungen, damit ein anhaltendes Rückschreiten des Gefälls, d. h. eine nach dem Oberlauf zu fortschreitende Vertiefung der Stromrinne statt finde. — Da dieses Tiefergraben in jedem einzelnen Stromprofil meist schnell erfolgt,

obgleich das Rückschreiten selbst oft langer Zeiträume bedarf, wenn ein einzelnes Profil grösseren Widerstand leistet und eine Stromschnelle oder Katarakte veranlasst, so erscheinen auch im Mittellauf die alten Stromufer an den Abhängen des Stromthales als Terrassen, und man kann aus der Anzahl übereinander lie-



gender Stufen auf eben so viele Epochen wesentlicher Veränderungen des Stromlaufes zurückschliessen. Im Aarthal bei Bern lassen sich wenigstens 3 bis 4 solcher Terrassen *t* erkennen, und der Strom fliesst gegenwärtig in einem bei 150 Fuss tieferen Bett, als zur Zeit, da sich die oberste Terrasse ablagerte. — Auch die ungleiche Beschaffenheit der vom Strom durchschnittenen Formationen kann aber Ursache von Ungleichheiten in der Böschung der Uferwände werden. In festen Steinarten bildet der sich tiefer grabende Strom steile oder senkrechte Ufer, in beweglichem Boden flache oder wenig geneigte, weil der eingeschnittene Kies und Sand nachrutscht. Die Grenze der Molasse gegen den aufgelagerten Kies zeigt sich im Stromthal der Aar meist als eine ausspringende, horizontale Kante *k* in der Uferwand.

Bei schwachem Gefäll wird die Stromrichtung nicht sowohl durch die Linie des stärksten Falls als durch den Widerstand, den die Erosion findet, bestimmt; an jeder Erhöhung des Bodens,

an jedem fester verkütteten Kieslager biegt sich der Strom und bricht durch schwächer widerstehende Massen. Daher die vielen Krümmungen, Serpentinen, Mäanderkrümmungen, wenn der Mittellauf durch breite und flache Thäler, oder durch ausgedehnte Flächen führt. Auf dem Missisippi berechnen die Schiffer

ihren Weg nach der Anzahl zurückgelegter Serpentinen; im unteren Arnothale zählt man zwischen Empoli und Pisa bei 25 Umbiegungen des Stromes; im Mittellaufe des Po kann die Anzahl leicht auf das Doppelte steigen; ohne dass bei allen diesen Strömen die Hauptrichtung eine wesentliche Veränderung erlitte. — In jeder Umbiegung hat das äussere, dem Strom entgegenstehende Ufer seinem vollen Stoss Widerstand zu leisten; es ist daher die Erosion an demselben vorzugsweise thätig, während gleichzeitig am inneren Ufer sich Ablagerungen bilden. Beide Processe haben eine Ausrundung der Biegungen und zugleich eine steilere Böschung des äusseren und eine Verflachung des inneren Ufers zur Folge. — Erreicht zuletzt die Erosion ihr Ziel, indem sie den Widerstand, der früher den Strom zur Umbiegung zwang, durchbricht, so kann eine Theilung des Stroms und die Bildung einer Flussinsel erfolgen, oder der Strom auch ganz sich in die neue Richtung werfen. — Obgleich die Entstehung von Serpentinen einen flachen und wenig Widerstand leistenden Boden voraussetzt, so kommen sie doch auch in sehr tief eingeschnittenen Stromthälern vor. Die Aare bei Bern bildet ausgezeichnete Serpentinen zwischen 100 bis 200 Fuss hohen Ufern, die in der Höhe aus Kies, in der Tiefe aus fester Molasse bestehen; offenbar muss zur Zeit, als der Strom sich sein Bett zu graben anfieng, der Thalboden eine grössere Fläche dargestellt haben, und als in späteren Epochen das Gefäll sich vertiefte, folgte das Wasser meist der gezeichneten Thalrinne.

Literatur: Playfair, *explic. de la théorie de Hutton*, 1815; de Montlosier, *théorie des volcans*, 1802; Lyell, *principles;* de la Bèche, *géolog. manual;* v. Leonhard, *popul. Geologie;* Bronn, *Gesch. der Natur;* Elie de Beaumont, *révol. du globe*, *Ann. des sc. nat.* 1829; Merian, *Beiträge zur Geognosie*, 1821; Rozet, *sur le terrain diluvien de la vallée du Rhin, Journ. de Géol. I;* Frommherz, *Diluvialgebilde des Schwarzwalds*, 1842; Linth-Escher, *Bemerk. zu Sefström*, *Poggd.* 1842, *LVI;* Martins, *sur les formes régul. du terrain de transport*, *Bull. géol.* 1842.

114. Aeltere Thalbildung durch Ströme.

Die Entstehung oder letzte Gestaltung vieler Thäler, die durch Erosion und das Wegführen der früher sie ausfüllenden festen Massen entstanden sein müssen, lässt sich nicht durch die langsame

Thätigkeit der atmosphärischen Processe, sondern nur durch die Stoss- und Tragkraft grösserer Wasserströme erklären. Am Aetna hat der Einfluss der Hydrometeore weit ältere Laven als diejenige, welche der Simeto durchschnitten hat, noch wenig verändert. In der Auvergne ist die Sioule bei Pont-Gibaud durch den Lavastrom des Puy-de-Come genöthigt worden, ihren Lauf zu ändern; sie hat sich ein neues Bett in älteren Laven und im Gneis bis 60 Fuss tief eingegraben, die Oberfläche der Laven dagegen ist zum Theil noch so frisch und rauh, als ob sie nicht vor langer Zeit geflossen wären.

In Gegenden, deren Boden durch horizontale oder wenig geneigte, im Grunde der Thäler und durch alle Hügel gleichförmig fortsetzende Schichten gebildet wird, können die Thäler nur, als Erosionsthäler, durch Zerstörung und Fortschwemmung eines Theils der Schichtmasse entstanden sein; und besitzt ein Thal eine beträchtliche Längenerstreckung, öffnet es sich am einen Ende in ein grösseres Thal, in eine Fläche, oder gegen ein stehendes Gewässer, senkt sich der Thalboden vom Ursprung des Thales bis zu diesem Ausgang, oder ist das Thal, als Verbindungscanal zweier anderer Depressionen, an beiden Enden offen, finden sich längs den Thalwänden vielleicht Spuren von Terrassen oder von Stromablagerungen, so lässt sich kaum bezweifeln, dass strömenden Wassern jene Zerstörung zugeschrieben werden müsse. Von den durch hydrometeorische Wasser gebildeten Thälern sind diese Stromthäler durch keine scharfe Grenze trennbar, so wenig als Regenbäche oder ablaufende Schneewasser wesentlich verschieden sind von anderen Bächen und Strömen.

Die Thäler in vielen hüglichten und selbst gebirgigten Gegenden stellen sich als Stromthäler dar, und die Schwierigkeit, diesen Ursprung derselben anzunehmen, liegt nur in der fast nothwendig scheinenden Forderung, weit grössere Wassermassen, als jetzt darin fliessen, für die Zeiten ihrer früheren Ausbildung voraussetzen zu müssen. Dass es aber wirklich Ströme von süssem Wasser gewesen sind, die eine lange Zeit hindurch an der Auswaschung dieser Thäler gearbeitet haben, nicht etwa Unterströme einer stehenden Wasserbedeckung, noch vorübergehende allgemeine Fluthen, geht hervor aus dem Wegbleiben jeder Spur einer Strandbildung stehender Gewässer, während Flussgeschiebe sich oft in allen Höhen

finden, aus der zuweilen beträchtlichen Böschung der Thalwände und der Tiefe vieler Thäler, bei verhältnissweise geringer Breite, da Auswaschungen von Unterströmen, wenn solche wirklich vorkommen, wohl nur sehr breite, flach abfallende Mulden bilden können; es spricht endlich für eine lange anhaltende und mehrfach wechselnde Wirksamkeit der alten Ströme das verschiedene Niveau der Thalboden nahe liegender und in Verbindung stehender Thäler, die oft sehr aus einander weichende Richtung derselben, das Vorkommen z. B. von Thälern, die rechtwinklicht zwei andere parallele verbinden, deren Thalboden tiefer liegt, als derjenige des Verbindungsthales; auch Terrassen in den Abhängen oder Einbiegungen, die auf wechselnde Strömungen und auf einen veränderten Wasserstand schliessen lassen, sind nicht selten zu bemerken.

Die Thalbildung der ganzen hüglichten Schweiz ist das Werk von Strömen, die grösstentheils von den Alpen dem Jura zuflossen, zum Theil aber auch an grösseren Höhen des Hügellandes selbst, wie am Jorat in der Waadt, am Napf im Emmenthal, oder an der Hörnlikette im Canton Zürich, ihren Ursprung nahmen. Die bedeutende Grösse, welche mehrere dieser letzteren Thäler, über deren Entstehung kaum ein Zweifel sein kann, erreicht haben, wie die Thäler der Mantua, der Glane und Broye in der Waadt, von Sumiswald, Trub und Luthern am Napf, der Töss und Murg an der Hörnlikette, diese Grösse belehrt uns, auch für diejenigen Thäler, deren Quellbezirk tief in die Alpen eingreift, nicht aus dem Grunde allein einen verschiedenartigen Ursprung zu suchen, weil ihre Ausdehnung zu der Kraft der jetzt sie durchfliessenden Ströme in keinem Verhältniss zu sein scheint. — Bei einer ersten Betrachtung glaubt man allerdings in unserem Hügelland eine doppelte Thalbildung unterscheiden zu können, eine ältere, sehr weit vorgeschrittene, für welche das ursprüngliche Niveau des durch sie zerschnittenen Bodens, auf den obersten Rücken und Hochflächen der Hügel gesucht werden muss, während ihr Thalgrund, durch spätere Stromablagerungen wieder erhöht und hiedurch breiter und ebener geworden, unsere Städte und Dörfer und die meisten Ackerfelder trägt; und eine jüngere, die diesen Thalboden von Neuem eingeschnitten hat und die Strombette der noch fliessenden Gewässer enthält. Diese jüngere Thalbildung, die oft über hundert Fuss tief unter den aufgefüllten Thalboden der älteren

hinabgeht, und selbst in den ursprünglichen Felsboden derselben sich eingegraben hat, zeigt meist weit schroffere, nicht selten auch terrassirte Gehänge, und die Annahme, dass sie ihre Entstehung den gegenwärtigen Strömen verdanke, erleidet keinen Widerspruch. Sucht man indess die Unterscheidung der beiden Thalbildungen zu verfolgen, so zeigt sich bald, dass dieselben durch Mittelformen und Uebergänge enge verbunden sind, und dass von jener ältesten bis zu der jüngsten nur locale, bald in diesem, bald in jenem Hauptthal eingetretene, aber keine allgemeinen Unterbrechungen der Auswaschung angenommen werden können.

In mehreren der grösseren Alpenthäler (Wallis, zwischen Sitten und Brieg, Glarus, Vorderrheinthal, zwischen Reichenau und Chur) hat die Erosion im Thalboden vereinzelte, zum Theil conische Hügel von 30 bis 50 Fuss Höhe stehen lassen, die auf der sonst ganz ebenen Thalfläche sich wie die kleinen vulcanischen Kegel am Fusse des Aetna ausnehmen (eine Abbildung in Bourrit, *descr. des alpes pennines et rhét.* 1781, I; Beschreib. in de Saussure, *voyages*, IV; Ebel, Anleit. Art. *Sitten*, Moritzi, *les collines de Coire*, *Bibl. univ.* 1842). Die einen dieser Hügel bestehen aus gröberem Schutt, Kalkblöcken und Kies, die anderen aus anstehenden, sehr zerrütteten Kalkstein- und Dolomitschichten; es sind die über die jüngeren Thalalluvionen auftauchenden Ueberreste des alten, wie es scheint sehr unebenen Thalgrundes. Auf ähnliche Art, obgleich weniger auffallend, steigen im Aarthale bei Bern (Aarbergerthor) kleinere Erhebungen von Molasse aus der Kiesbedeckung auf, als Zeugen der sehr ungleichen Auswaschung der Molasse. — In der Auvergne, in Velay und Vivarais sind ähnliche Verhältnisse nachgewiesen worden. Die Erosionsthäler haben alte Lavaströme durchschnitten und sind oft auch tief in ihre Grundlage eingedrungen; die Ueberreste dieser Laven bilden die Kuppen vereinzelter Hügel oder die Decken von Hochebenen, der durch Erosion entstandene, durch spätere Strom- oder Seeablagerungen geebnete Thalboden das bewohnte und cultivirte Land. Neuere Laven haben sich in diese Thäler ergossen, und sind allen Krümmungen derselben gefolgt. Eine schärfere Trennung von Laven, die älter, und solcher, die jünger wären als alle Thalbildung, lässt sich aber auch hier nicht durchführen. — In der Umgebung von Paris ist der alte Boden

von Süsswasserkalk, die Sedimentbildung einer ausgedehnten Seefläche, bis auf vereinzelte Ueberreste auf den Rücken der Hügel, zerstört worden, und der Grund der neueren Flussbildungen, des angebauten und bewohnten Bodens, der Boden, auf welchem Paris steht, ist eine marine Grobkalkbildung von weit älterer Entstehung, als jener grösstentheils verschwundene Süsswasserkalk. — Im südlichen Theil von Dorset bildet nun der Grünsand, oder eine noch ältere Abtheilung der Kreide die Kuppen der Hügel, und die alten Ströme haben sich bis in den älteren Oolith oder den Lias eingegraben.

Der Ursprung der Thäler ist für die ältere Wissenschaft ein Gegenstand vielfachen Streites gewesen, weil man alle Thalbildung auf dasselbe Princip zurückführen zu können glaubte, die Erklärung aber, die man aus der Gestaltung einer Gegend hergeleitet hatte, in anderen Gegenden nicht genügend erschien. Von mehreren älteren Geologen war der enge Zusammenhang zwischen der Thalbildung und der Schichtenstellung nicht übersehen worden, und sie hatten daher, wie Stenon (*de solido intra solidum contento*, 1679), und in neuerer Zeit de Luc (*lettres phys. et mor.*, 1779, *V*) den Ursprung der Thäler durch einen Einsturz der Schichten, oder wie Lazzaro-Moro (*dei crostacei che si travano sui monti*, 1740) und die neuere Geologie, durch eine Aufrichtung der Schichten erklärt. Bourguet (*lettres philos. sur la format. des sels et théorie de la terre*, 1729) hatte jedoch, als das Ergebniss vieljähriger Beobachtungen, behauptet, dass in allen grösseren Thälern die ausspringenden Winkel der einen Thalseite den einspringenden der anderen gegenüberständen, die Thäler also den Serpentinen der Ströme ähnlich seien, und hieraus den Schluss gezogen, dass die Thalbildung als eine Erosionswirkung submariner Ströme betrachtet werden müsse. Durch Buffon vorzüglich (*théorie de la terre*, 1749) wurde diese Ansicht genauer entwickelt; sie findet sich bei T. Bergmann (*Physik. Beschreib. der Erdkugel*, 1769) und in vielen Schriften des vorigen Jahrhunderts, obgleich Pallas (*observ. sur la format. des mont.* 1777) und de Saussure (*voyages dans les alpes*, 1779) gezeigt hatten, dass das von Bourguet ausgesprochene Gesetz der Thalformen keineswegs allgemein begründet sei. Die weitere Ausdehnung der Beobachtungen führte indess zu neuen Erklärungsversuchen. Delametherie (*théorie de la terre*, 1797) nahm an, dass die Erdoberfläche ursprünglich durch Krystallisation mit Berg und Thal so geformt worden sei, wie wir sie noch sehen, oder doch nur unbeträchtliche Veränderungen durch Einstürze, Erosion u. a. störende Processe erlitten habe. Hutton und Playfair (*theorie of the earth* 1795 und *Illustr. of the Huttonian theory*, 1802), denen auch de Montlosier (*théorie des volcans d'Auvergne*, 1802) sich anschloss, erkannten dagegen in

allen Thälern nur Wirkungen von Flusserosionen. Pallas u. a. brachten die theilweise Zerstörung der Gebirge und die Bildung der Thäler in Verbindung mit vorübergehenden grossen Fluthen, veranlasst durch das plötzliche Aufsteigen von Inseln, oder vulcanische Ereignisse, und Mehreren, die eine Uebereinstimmung der Geologie mit der Mosaischen Urkunde suchten, galt diese Fluth für die Diluvialfluth der Bibel. In der Schule von Werner wurde die Erosion durch Hydrometeore und Ströme als die weit vorherrschende Ursache der Thalbildung anerkannt. Mit vieler Gründlichkeit bewies Voigt (*über die Bildung der Thäler*, 1791), dass nicht den Strömungen des Meeres, sondern der Erosion durch die Hydrometeore die Auswaschung der Thäler zugeschrieben werden müsse. Ein anderer ausgezeichneter Schüler Werners, d'Aubuisson (*traité de géognosie*, 1819, *I*) spricht sich in ähnlichem Sinne aus: „wir haben, sagt er, 1) primitive oder Urthäler, von gleichem Alter, wie die starre Erdkruste selbst, 2) Thäler, gebildet durch theilweise Umwälzung der Schichten vor ihrer Erstarrung, 3) Thäler, die durch Klüfte oder andere zufällige Trennungen nach dieser Erstarrung entstanden sind, 4) Thäler, durch Einwirkung des Wassers und der Atmosphäre gebildet. Sind die letzteren nicht immer die grössten, so sind es doch die häufigsten, und dieselbe Kraft, die sie gegraben hat, ist auch diejenige, die allen anderen ihre gegenwärtige Form, ihre secundären Thäler, ihre Graben und alle Verzweigungen derselben gegeben hat.“ In den Alpen glaubte jedoch Ebel (*Bau der Erde im Alpengebirge*, 1808),, obgleich ebenfalls den Werner'schen Ansichten huldigend, mit den schwachen Kräften der Regenwasser und Flüsse nicht ausreichen zu können; „nur Meereswogen und Meeresströme, sagt derselbe, vermochten die brechende, zerreissende und einschneidende Gewalt auszuüben, wovon in den Uralpen die schrecklichsten Spuren überall bemerkt werden; — — noch viel gewisser ist es indess, dass seit dem Zurücktritt des Meeres andere Zerstörungskräfte die Zertrümmerung und Erniedrigung der Uralpen unaufhörlich fortgesetzt haben; — — die Zerklüftung und die inneren mit Wasser gefüllten Höhlen sind Hauptursache der Zerstörung, welche in den Kalkalpen hin und wieder in hohem Grade herrscht; die durch Querspalten in allen Richtungen zerschnittenen Schichten werden durch Ströme, Regengüsse und Schneestürze von den Höhen herabgeworfen und unzählige Schichtenbruchstücke bedecken häufig die äusseren Gehänge der Felsen; doch ist die stets fortgehende Zerstörung in den Kalkalpen auf keine Art mit der Zertrümmerung in den Uralpen zu vergleichen. Dem mit den Alpen so genau vertrauten Escher (*Recens. von Ebel's Bau der Erde*, *Alpina IV*; —, *über neuere Ansichten der Thalbildung*, *Gilb. Ann.* 1816) erschien bei dem damaligen Standpunkte der Alpengeologie, jede Erklärung der Thalbildung als unsicher, doch war er nicht ungeneigt anzunehmen, dass die Längenthäler mit der ursprünglichen Bildung des Gebirges und seiner Schichtenstellung in Verbindung stehen, die Querthäler aber später durch gewaltige Fluthen, vielleicht

bei dem Durchbruch grosser in den Längenthälern angesammelter See'n, erzeugt worden seien. — Die meisten der angedeuteten Theorien finden auch jetzt noch Beifall, und die Frage ist nur, ob in einem speciellen Falle die eine, oder die andere derselben genügender die Thatsachen zu erklären vermöge. Dass ein grosser Theil der Thäler mit der Schichtenstellung im Zusammenhang stehe, wird allgemein zugestanden; eben so auch, dass die weitere Ausbildung dieser ursprünglichen Thäler und die Erzeugung anderer Thäler durch Erosion bewirkt worden sei. Nach dem Vorgang von Cuvier (*révolut. de la surface du globe*, 1821) räumt Buckland (*reliquiæ diluvianæ*, 1823), der Kraft einer diluvialen Fluth grossen Einfluss ein und heisst die durch sie eingerissenen Thäler Entblössungsthäler (*valleys of denudation*); auch Bakewell (*introd. to geology*, 1818), Sedgwick (*ann. of philos.* 1825); De la Bèche (*on the excav. of valleys. n. phil. Mag.* 1829), Daubeny (*on the valleys in Auvergne, Edinb. n. ph. Journ.* 1831), Elie de Beaumont (*révol. de la surface du globe, ann. des sc. nat.* 1829), Fournet *sur le diluvium de la France, Rev. du Lyonnais*, 1843) u. a. glauben nur mit Hülfe einer, oder mehrerer ausserordentlicher Fluthen die Erscheinungen erklären zu können; Lyell und Murchison (*on the excavation of valleys, Edinb. n. ph. J.* 1829) betrachten dagegen die Ströme als die wichtigsten Agentien bei der Bildung der Erosionsthäler und halten es für unnöthig, gewaltigere Kräfte, als die gegenwärtg noch wirkenden, vorauszusetzen; Pictet (*rech. sur les oss. foss. par Cuvier, note, Bibl. britt.* 1815); d'Omalius d'Halloy (*sur l'origine des vallées, Journ. de Géol.* 1830; —, *élem. de géol.* 1839), F. Hoffmann (*Verhältn. des nordwestl. Deutschl.* 1830) u. a. sind umgekehrt geneigt, der Erosion keinen bedeutenden Antheil an der Gestaltung des Bodens zuzuschreiben, sondern auch im niedrigeren Hügelland dieselbe von der Schichtenstellung abhangen zu lassen.

---

115. Erosion an den Küsten stehender Gewässer.

Die zerstörende Kraft der Brandung an steilen Küsten lässt sich nur derjenigen der mächtigsten Wasserfälle vergleichen und, je nach den Bestandtheilen der Steinart, wird sie noch unterstützt durch den Salzgehalt des Meerwassers, der Zersetzungen herbeiführt, wo süsses Wasser ohne Einwirkung bleibt. Die Verwitterung, Auflockerung und das Wegspülen der lose gewordenen Theile machen daher oft rasche Fortschritte, wo die abfallenden Massen nicht bald einen natürlichen Damm gegen die anstürmenden Fluthen bilden. Die Einwirkung ist theils eine

gemischte, chemisch-mechanische, theils eine rein mechanische; von beiden zeugen eine Menge Beispiele unterwaschener und eingestürzter Steilküsten, abgetrennter Felsriffe und Klippen, durchrissener Landengen, neu gebildeter Buchten in allen Theilen der Erde. — An der Nordküste von Elba ragen verticale Granitgänge mehrere Klafter weit über die Ophiolithgesteine hervor, die ursprünglich sie ganz umschlossen; auf der Westseite sind umgekehrt die Granitgänge schneller zerstört worden und an ihrer Stelle wird die ophiolithische Felsmasse von tief eindringenden Graben durchschnitten. An der südlichen Küste, wo der Granit in grösseren Massen erscheint, ist er zu den auffallendsten Formen abgenagt, zu gerundeten Scheiben, weiten Schüsseln, rundlichen Buckeln oder kugligen Massen, die mit einem dünnen Stiel an der gleichartigen Grundlage des Bodens haften, colossalem Blumkohl oder Alcyonien ähnlich, Formen, wie DE LA BÊCHE sie von der Küste von Cornwall, andere von anderen Stellen her beschreiben.

An steilen Felsküsten, auf welche die Erosion weniger stark einwirkt, ist die Fluthlinie bezeichnet durch flach gerundete, horizontal fortlaufende Auswaschungen oder Glättungen. — Nicht selten entstehen durch die Unterwaschung dieser Küsten ausgedehnte Höhlen, und die bei aufgeregtem Meer mit furchtbarer Gewalt eindringende Brandung erweitert den Raum, bis die Decke zum Einsturz kommt, oder durch Oeffnung des Hintergrundes sich ein Felsthor bildet. Man sieht solche Höhlen im Posiliptuf am Cap Miseno und an anderen Stellen des Golphs von Neapel. Die Höhlen im Dolomit von Capri und Amalfi jedoch sind nicht durch die Brandung entstanden, sondern gleichen Ursprungs, wie andere Dolomithöhlen; die Blaue Grotte, deren Eingang nur wenige Fuss über die Seefläche hervorragt, die aber im Inneren über dem Wasser sich zu bedeutender Grösse und Höhe erweitert, hat ihre Wände mit Stalaktiten bekleidet. Durch die Brandung ausgewaschen scheinen dagegen die schönen Höhlen an der nördlichen Küste von Syracus. Die Höhle von Mackinnon und die Fingals-Höhle auf Staffa, so wie andere Höhlen der schottischen Inseln, sind (n. MACCULLOCH) durch die von der Brandung bewirkte Zertrümmerung der Basaltsäulen entstanden. Die Mackinnonshöhle ist 50′ hoch, ihre Breite misst 48′ und mit unge-

fähr gleich bleibenden Dimensionen dringt sie 224′ tief ein; die Fingalshöhle (s. Tab. II, Fig. 5) auf der südöstlichen Küste der Insel ist vom Wasser aufwärts 66′ hoch, und am Eingang 42′ breit, tiefer einwärts nimmt die Höhe ab bis auf 45′, die Breite bleibt sich ungefähr gleich; die Tiefe beträgt 227′. Die leichtere Zerstörung der Basaltsäulen ist vorzüglich den Querablosungen derselben zuzuschreiben (Macculloch).

In einem Boden, der geringeren Widerstand leistet, wie Thon, Sand oder loser Kies, entsteht durch die Erosion des Wellenschlags eine Stufe (Fig. pag. 180) oder Terrasse, deren obere Fläche mit schwacher Neigung dem Wasser zufällt, die tiefere, vom Wasser bedeckte und der stärkeren Brandung ausgesetzte einen steileren Absturz bildet.

Viele flache Küsten leiden durch wiederholte Einbrüche des Meeres, oder sie sind theilweise bereits zerstört und verschlungen worden. Die ganze Ost- und Südküste von Schottland und England befinden sich in fortschreitender Zerstörung durch die See; die vielen submarinen Wälder an diesen Küsten erklären sich durch Einbrüche des Meeres in früher durch Dünen geschütztes Marschland (Lyell). Nicht geringer ist der Verlust an Land auf der Westküste des Continents, von Boulogne bis an die Spitze von Jütland. In Folge öfterer Einbrüche des Meeres während des XIII. Jahrhunderts hat sich, an der Stelle des früheren Landsee's Flevus, die Zuydersee gebildet. Auch später hat Holland mehrere Male durch grosse Ueberschwemmungen gelitten; das Harlemer Meer, ein in älterer Zeit nicht grosser See, hat sich erst seit 1530, in Folge von Dammbrüchen, so sehr erweitert, dass gegenwärtig seine Ausdehnung die fünffache der früheren beträgt. Helgoland und andere Inseln, so wie der ganze Strand von Schleswig, sind beträchtlich verkleinert und theilweise zerstört worden. Dieselbe Ursache hat wahrscheinlich in vorhistorischer Zeit England von Frankreich losgerissen und den Canal gebildet, und die Zerstörung der beiden Küsten der Nordsee scheint vorzüglich seit dieser Oeffnung des früheren Meerbusens in den Atlantischen Ocean schnellere Fortschritte gemacht zu haben.

Durch Einbrüche des Meeres in Flussmündungen und ein fortdauerndes Wegreissen des abgelagerten Schlammes sind die nega-

tiven Delta's, d. h. tief in die Strommündungen aufsteigende Meeresbuchten, zu erklären. Es findet sich diese Erscheinung an beiden Küsten der Nordsee, in den Mündungen der Themse und Severn einerseits, und denjenigen der Elbe und Weser an der deutschen Küste. An der NWküste des Schwarzen Meeres haben alle Flüsse von der Donau bis zum Dniepr, und selbst kleinere Bäche, negative Delta's oder Limane. Der Boden derselben ist flach, mit schwarzem Morast bedeckt, entstanden durch die eingeschwemmte Dammerde der Steppen; gegen das Meer sind sie zum Theil abgeschlossen durch den schmalen Damm des Peressip. In weit grösserem Verhältniss erscheinen negative Delta's an den Mündungen des Lorenzstroms, des Obi und Jenisei. — Einige dieser Buchten können jedoch ursprüngliche, d. h. grosse Meerestiefen sein, die der Strom, der den grössten Theil seines Schlammes vielleicht schon im Mittellauf absetzt, bis jetzt nicht auszufüllen vermochte.

Literatur: V. Hoff, *Veränderungen der Erdoberfläche, I;* Lyell, *principles, I;* De la Bèche, *geolog. manual;* Macculloch, *Western Islands, II;* Kohl, *Reisen in Süd-Russland.*

116. Aeltere Erosion an Küsten.

Die Folgerungen, die sich aus dem Vorkommen alter Strandbildungen ergeben, die in verschiedenen Höhen über dem gegenwärtigen Wasserstand gefunden werden, erhalten eine fernere Bestätigung durch nicht zu verkennende Fluthlinien, Terrassen und Auswaschungen in jenen Höhen.

Ueberall, wo am oberen Missisippi die Felsen steile Abstürze bilden, bemerkt man etwa 100 Fuss über dem jetzigen Wasserstande eine Reihe paralleler Erosionslinien, horizontal oder schwach gegen N sich neigend, welche von demselben grossen Binnenmeere herzurühren scheinen, das auch in mehreren Strandbildungen und parallelen Terrassen seine Spuren hinterlassen hat (Castelnau).

Auf der Insel Jura fand Vetch, nebst den bereits erwähnten Beweisen eines veränderten Seespiegels, auch eine Reihe von Höhlen im Quarzfels, beträchtlich hoch über dem jetzigen Meeresstrand, und ganz ähnlich denjenigen, die an der Küste durch Erosion der Brandung entstanden sind. — Verschiedene Deutungen sind über die auffallenden Strandlinien oder *parallel roads* von

Glen-Roy im District Lochaber, in der Nähe des Caledonischen Canals in Schottland, versucht worden. Es lassen sich diese Linien längs den steilen, aber beweideten Thalwänden 14 engl. Meilen weit verfolgen; unter der beträchtlichen Zahl derselben sind vier besonders deutlich, in Höhen von 972, 1184, 1266, 1278 engl. Fuss über dem Meer; sie sind in ihrer Längenerstreckung vollkommen horizontal und bestehen aus schwach dem Thal zu geneigten, ungefähr 50 Fuss breiten Terrassen, die in dem thonigen Alluvialboden eingeschnitten sind; an einigen Stellen sieht man auch Erosionen im festen Fels selbst. Nach der einen Ansicht sind diese Terrassen alte Strandlinien eines successiv abgeflossenen See's (Macculloch, Lauder-Dick), nach einer anderen bezeichnen sie den früheren Meeresstrand (Darwin), nach Agassiz und Buckland wäre ein See entstanden, weil ein Gletscher den Thalausgang versperrt hatte.

An der Küste von Norwegen sind die alten Strandlinien vorzüglich durch Keilhau und Bravais von Christiania bis nach Finnmarken verfolgt worden. Südlich von Drontheim fand Keilhau zwei alte Fluthlinien, in Höhen von 100 und 200 Fuss, die vom Meere aus wie mit der Schnur gezogen erscheinen. Im Varangerfiord waren die Linien, die in verschiedenen Höhen parallel dem jetzigen Ufer dem ganzen Umfang der Bucht folgen, schon im vorigen Jahrhundert bemerkt worden. Genauere Messungen hat Bravais über diejenigen des Altenfiord bei Hammerfest ausgeführt: die Fluthlinien bilden regelmässige Terrassen im Kies und Sand, und fortlaufende zum Theil mit Höhlen verbundene Furchen im festeren Fels; dem Auge scheinen sie vollkommen parallel und horizontal, die Messung aber zeigt, dass die absolute Höhe der Linien, so wie auch der Abstand der Linien unter sich, vom Hintergrund des Fiords an bis zu seinem Ausgang abnimmt; es wurde nämlich an sechs verschiedenen Punkten die absolute Höhe der zwei ausgezeichnetsten Linien vom Hintergrund dem Meere zu gefunden:

	m	m	m	m	m	m
Obere Linie	67,4	56,5	51,8	49,6	42,6	28,6
Untere Linie	27,7	24,5	20,5	18,3	16,6	14,1
Abstand	39,7	32,0	31,3	31,3	26,0	14,5

Durch ein Fallen des Seespiegels allein werden diese Verhältnisse nicht genügend erklärt. Deutlich hat die Küstenlinie die Wände des Fiords früher in Linien geschnitten, die, weder unter sich, noch mit der jetzigen Küste parallel laufen, und da, bei jedem Stande des Meeres, die Küstenlinie stets horizontal war, so muss das feste Land selbst zu verschiedenen Zeiten eine andere, gegen die jetzige mehr oder weniger geneigte Stellung gehabt und aus der einen in die andere sich bewegt haben. — Es stimmt diess Ergebniss auch überein mit der sehr ungleichen Höhe, welche die alten Strandlinien in Skandinavien, Dänemark, England und in anderen Gegenden zeigen, da ein Rückzug des Meeres ein allgemeiner gewesen sein müsste und daher an allen Küsten seine Spuren in derselben absoluten Höhe hinterlassen hätte.

Das Vorkommen von terrassenförmigen Kies- und Sandablagerungen in beträchtlichen Höhen über dem jetzigen Wasserstand des Genfersee's hatte DE SAUSSURE zur Ueberzeugung geführt, dass das Niveau des See's einst höher gewesen sei. Er fand eine Bestätigung dieser Annahme in deutlichen Erosionen an den Kalkfelsen des Fort de l'Écluse, besonders in einer horizontalen Furche, 4 bis 5 Fuss hoch und wenigstens 2 Fuss tief, die in einer Höhe von 20 Fuss über dem höchsten Wasserstand der Rhone zwischen Colonge und dem Fort vorkommt und nach ihren ganz gerundeten Formen nur für eine Auswaschung gehalten werden kann. Noch bestimmter schienen ihm ähnliche Furchen und Höhlen an dem vorderen Absturz des Kleinen und vorzüglich des Grossen Salève für einen höheren Wasserstand zu zeugen. Diese Furchen sind nahezu horizontal, zum Theil 4 bis 5 Fuss breit, 10 bis 15 Fuss lang und 1 bis 2 Fuss tief, ihr Rand ist stets gerundet. Die häufigeren Höhlen haben mehrere Fuss im Durchmesser und 2 bis 3 Fuss Tiefe, die *Grottes de l'Hermitage* aber, durch die gänzliche Zerstörung mehrerer Schichten des Berges entstanden, sind bis 30 Fuss tief und 8 bis 10 Mal so lang. Die Entstehung dieser Erosionen, so wie derjenigen des Fort de l'Écluse, schrieb DE SAUSSURE nicht sowohl der Brandung eines stehenden Wassers, als seiner plötzlichen Entleerung *(la grande débacle)* durch den Engpass des Jura zu. — An den Felswänden bei Beatenberg am Thunersee glaubt man vom See aus bei neun verschiedene

Wasserlinien unterscheiden zu können, bis vielleicht tausend Fuss hoch über dem Seespiegel, bezeichnet durch horizontal fortlaufende Erosionen, Furchen und Höhlungen. Auch im Thal von Lauterbrunnen möchte die Entstehung der in horizontaler Reihe sich folgenden Höhlen (Fuchslöcher, Chorbalm) in den Felswänden der rechten Thalseite, am Ausgang von Trümmletenthal, durch Erosionen eines das Thal einst ausfüllenden See's erklärt werden können.

Ohne auf die Zeit eines höheren Wasserstandes der Meere und See'n zurückzugehen, lässt sich aus den noch fortdauernden Wirkungen der Erosion an den Küsten auf frühere sehr beträchtliche Veränderungen in der Gestalt unserer Continente und Inseln schliessen. Viele Inseln sollen früher unter sich oder mit dem festen Land verbunden gewesen sein; Eubœa sollen Meerdurchbrüche vom Festland getrennt haben, so auch Sicilien von Calabrien, Ceylon von Coromandel, Sumatra von Malacca. Andere Inseln und Küstengegenden sollen starke Verluste in ihrer Ausdehnung erlitten haben; die Insel Leon, auf welcher Cadiz steht, soll früher 10 Meilen Länge und 30 Meilen Umfang gehabt haben, jetzt ist sie 3 Meilen lang und 2 Meilen breit; Helgoland ist noch vor dem XIV. Jahrhundert viermal so gross als jetzt gewesen. Auch von vielen Meerengen gehen Sagen, dass sie in Folge gewaltsamer Durchbrüche des Meeres entstanden seien; so von der Meerenge von Constantinopel, denjenigen von Gibraltar und von Bab el Mandeb, und mit dem ersten Ereignisse wird die Trennung des Schwarzen Meeres vom Caspischen und vom Aralsee die früher nur ein Binnenmeer gebildet hätten, so wie auch die Deukalionische Fluth in Verbindung gebracht. Für die gewaltsame Trennung Englands von Frankreich durch den Canal zwischen Dower und Boulogne spricht sowohl die Gestaltung der Küsten und des dortigen Seegrundes, als die Uebereinstimmung aller geologischen Verhältnisse in beiden Ländern.

Literatur. S. §. 67. — Ueber Glen-Roy: Macculloch, *on the parallel roads of Glen-Roy*, *Geol. Trans.* 1817, *IV*; Lauder-Dick, *on the parallel roads of Lochaber*, *Edinb. Trans.* 1818, *IX*; Darwin, *on the parallel roads of Glen-Roy*, *Philos. Trans.* 1839, *I*; Buckland, *address. for.* 1841; Agassiz, *les époques de la théorie des glaces*, *Bibl. univ.* 1842. — Ueber Altenfiord: Bravais, *lignes d'ancien niveau dans le Finmark*, *rapp. p.* Elie

DE BEAUMONT, *compt. rend.* 1842. — Ueber den Genfersee: DE SAUSSURE, *voyages*, *I.* — Ueber den Einfluss der Erosion auf die Gestalt der Küsten: v. HOFF, *Veränd. der Erdoberfl. I.*

---

117. Erosion durch Gletscher.

Die Oberfläche der Felsen zeigt in der nächsten Umgebung der Gletscher Erscheinungen, deren Ursache mit grosser Wahrscheinlichkeit in dem mächtigen von der Gletschermasse ausgeübten Druck und in der Reibung zu suchen ist, die sie, oder vielmehr die mit ihr bewegten Steintrümmer, Kiesel und Sandkörner in ihrem Vorschreiten auf die Grundlage ausüben.

Die Felsen sind an Stellen, die oft viele Klafter weit sich ausdehnen, geglättet, bis zu wahrer Politur und vollkommener als es je in Strombetten bemerkt wird; harte Gesteine, wie Granit und granitischer Gneis, eben so wie Serpentin, Chloritschiefer und Kalkstein, und die Quarzkörner der ersteren gleich wie die Feldspaththeile, so dass es bei dem Antasten unmöglich ist die Grenzen beider Mineralien zu erkennen. Gewöhnlich sind ferner diese glatten Flächen sowohl gefurcht als geritzt. Die Furchen erscheinen als geradlinigte, 1 Zoll bis über 1 Fuss breite, flache Hohlkehlen, die ohne Unterbrechung die Unebenheiten der Oberfläche durchziehen, horizontal oder schwach geneigt; die Ritze als grobe und sehr feine, wie mit einer Stahlspitze gezogene Striche, wie man sie niemals durch das Geschiebe in Strombetten entstehen sieht, meist mehrere unter sich parallel, zuweilen sich unter kleinen Winkeln kreutzend, in der Richtung mit derjenigen der Furchen, deren Höhlung selbst auch geritzt ist, übereinstimmend, oder sie in schiefer Lage schneidend (s. Tab. IV, Fig. 2). — Diese glatten, gefurchten und geritzten Flächen werden in der nächsten Umgebung beinahe aller grösseren Gletscher gefunden (Allée-blanche, Chamouny, Zermatt, Saass, Viescher- und Aletschgletscher, Aargletscher, Hinterrhein); an einigen Stellen (Rosenlaui, Aargletscher, Gornergletscher) lassen sich dieselben bis unmittelbar unter das Eis verfolgen. — Die Richtung der Furchen und Ritze folgt in der Regel

der Längenausdehnung des Gletschers, steigt Thal abwärts in die Höhe, wenn der Gletscher sich durch eine Thalverengung drängt, und sinkt dagegen an breiteren Thalstufen dem Ausgang zu.

Nicht selten sind glatte Flächen verbunden mit Rundhöckern *(roches moutonnées* DE SAUSS.). Die Felsmasse bildet kugelsegmentförmige Erhöhungen, ähnlich dem Nierförmigen im Kleinen, von 10 bis mehrere 100 Fuss im Durchmesser, mit glatter, oder, durch spätere Erosion der Hydrometeore, rauher Oberfläche (s. Tab. IV, Fig. 3). Die Steinart ist granitischer Gneis auf der Grimsel, Glimmerschiefer bei Saass, grüner Schiefer bei Zermatt, Serpentin auf der Höhe des Gaispfad zwischen Binnenthal und Antigorio; die Form ist keiner Steinart eigenthümlich, und die Absonderungen schiefriger Gesteine werden von den krummen Flächen durchschnitten.

Im nahen Zusammenhang mit diesen Reibungsproducten steht vielleicht die stete Trübung der aus den Gletschern hervortretenden Ströme, und die Abrundung der Kiesel, die häufig, als tiefstes Stratum, den Gletscher vom festen Fels trennen. An vielen dieser Gerölle und Blöcke, sowohl im Grunde der Gletscher, als in Gandecken, zeigt sich die Streifung eben so auffallend als am anstehenden Fels.

Ungeacht dieser Wirkungen des Drucks liegt doch an anderen Stellen die Gletschermasse keineswegs sehr dicht auf ihrer Grundlage auf. Der Gletschergrund vor dem zurückweichenden Gletscher ist mit den losen gerundeten Kieseln bedeckt, die man am Vorderrand auch dem untersten Eis eingebacken sieht, und, nach CHARPENTIER, kann der vorrückende Gletscher selbst über Dammerde und Pflanzen wegschreiten, ohne sie aufzuwühlen und vor sich wegzuschieben oder zu zerquetschen. Am Vorder- und Seitenrand sieht man zuweilen beträchtliche Höhlungen sich tief unter die Gletschermasse hineinziehen, und bekannte Beispiele beweisen die Möglichkeit, sich weite Strecken unter dem Eis durch fortzuhelfen.

Auf Kalkfelsen kann der Gletscher eine eigenthümliche Erosion durch das von ihm abfliessende Wasser ausüben. Stärkere Bäche, die sich nicht selten als Wasserfälle von vielleicht mehreren hundert Fuss Höhe von der Oberfläche des Gletschers durch Löcher und Spalten auf den Grund stürzen, mögen daselbst tiefe Kessel

und Trichter ausnagen, wie man sie auf Felsabsätzen bei gewöhnlichen, Wasserfällen sieht. — Abtröpfelndes Wasser kann, wie das Wasser der Hydrometeore, auf nackten Kalkflächen Karren bilden, und v. Charpentier hat auch wirklich Karrenfelder unter dem Gletscher der Diablerets beobachtet. Indess findet es mehr Schwierigkeit für Schmelzwasser unter dem Gletscher, als für das Wasser der Hydrometeore den Ursprung der zur Auflösung des Kalksteins nothwendigen Kohlensäure nachzuweisen.

So wie endlich der vorschreitende Gletscher die secundäre Ursache von Sedimenten, so kann der rückschreitende diejenige von Erosionen sein, wenn durch den Rückzug grössere Wasseransammlungen, die durch den quer durch das Thal weggelagerten Gletscher aufgestaut wurden, plötzlichen Abfluss finden und verheerend sich das Thal abwärts ergiessen, wodurch auch ein schnelles Rückschreiten des Gefälls der oberen Zuflüsse des See's herbeigeführt werden muss. Der secundäre, den Engpass von Mauvoisin sperrende, Gletscher der fortwährend am Fuss des Mont Pleureur durch den Abfall des Getrozgletschers sich bildet, staute im J. 1817 die Dranse im Plan Durand zu einem See auf von 10 bis 12 tau-

send Fuss Länge, 400 Fuss Breite und 200 Fuss Höhe, dessen Durchbruch den 16. Juni 1818 die zerstörende Fluth des Bagnethales herbeiführte; dasselbe Ereigniss hatte auch schon im Juni 1595 statt gefunden. Der Matmarcsee im hinteren Saassthal, der fortdauernd durch den Allalingletscher aufgestaut ist, unter dem durch er indess gewöhnlich abfliesst, hat in der ersten Hälfte des XVII. Jahrhunderts und seither wiederholt im tieferen Thal Ueberschwemmungen verursacht. Der Mörilsee, den der Aletschgletscher aufstaut, ist besonders in früheren Zeiten öfters unter demselben durchgebrochen und hat das Hauptthal bei Brieg ver-

wüstet; ein Canal, der ihn bei hohem Wasser nach Viesch ableiten soll, scheint nicht volle Sicherheit zu gewähren.

Literatur: Agassiz, *études sur les glaciers*, 1840; de Charpentier, *essai sur les glaciers*, 1841; Forbes, *the glacier theory Edinb. Rev.* 1842 > *Ann. de chimie*; Escher, *über Sefström*, *Poggd.* 1842, *LVI*; Martins, *sur les roches polies et striées*, *Bullet. géol.* 1842.

118. Aeltere Erosion durch Gletscher.

Die auf das Vorkommen alter Gandecken und erratischer Blöcke gegründete Annahme einer weit grösseren Ausdehnung der Gletscher in früheren Zeiten, wird unterstützt durch das gleichzeitige Auftreten geglätteter und gefurchter Felsen, die nur durch die starke Reibung harter Körper entstanden sein können und von den Schliffflächen im Contact der jetzigen Gletscher nicht zu unterscheiden sind. — In der Nähe der Gletscher, an Stellen, die zum Theil auch jetzt noch bei starkem Anwachsen davon erreicht werden könnten, sieht man diese Furchen und Glättungen am deutlichsten. Vorn am Vieschergletscher sind die von Agassiz abgebildeten Rundhöcker und Schliffflächen (Atlas, pl. IX) wohl noch in den kalten Jahren 1816—17 von Eis bedeckt gewesen. Auf der Höhe des Riffel in Zermatt sind die Serpentinflächen spiegelglatt gerieben und auffallend gefurcht; der Gornergletscher, dem man diese Einwirkung zuzuschreiben geneigt ist, liegt aber wohl 500 Fuss tief unter dem Grathe, und es ist kaum denkbar, dass er wieder zu dieser Höhe anschwellen könne. Im Thale der Allée-blanche sind die Kalk- und Sandsteinfelsen der Cramontkette, da, wo der Brenvagletscher ihnen gegenüber liegt, ausgezeichnet geritzt und polirt. — Geht man aber von diesen Stellen dem Ausgang der Thäler zu, so gelangt man, ohne dass sich die Erosionsspuren verlieren, in Entfernungen von Gletschern, wo diese durch Thalwendungen dem Auge ganz entzogen werden und Tagreisen weit zurückbleiben. Im Aostathal sieht man polirte und geritzte Felsen zwischen Arvier und Villeneuve, wohl 5 Stunden weit von den Montblancgletschern, dann wieder bei S. Vincent oberhalb dem M. Jovet, und am Ausgang des Thales scheint diesen Gletscherspuren die grosse Gandecke von Ivrea zu entsprechen. — Im Wallis finden sich Schliffflächen in einiger Entfernung vom Rhone-

gletscher, deutlicher noch bei Oberwald; in dem langen Hauptthal, das meist in Schiefer eingeschnitten ist, darf man sie nicht suchen, aber am Ausgang desselben kommen sie an der Pissevache vor, und zunächst bei Bex trichterförmige Löcher im Kalkstein, wie die Sturzbäche der Gletscher sie auf dem Grund einnagen. — Am grossartigsten zeigen sich diese Verhältnisse auf der Grimsel; der Spital (5880 Fuss über dem Meer) ist von ausgezeichneten Rundhöckern und geritzten Felsflächen umgeben, die sich auch nach dem Aargrund und weit in die vergletscherten Thäler hinein ausdehnen; in einer Höhe von etwa 3000′ über dem Aargrund sind aber die gerundeten Felsen ziemlich scharf in einer horizontalen Linie an den scharfkantigen Gneistafeln abgeschnitten, welche die höchsten Felsreihen und Gipfel des Gebirges bilden, und da die Stratification des Gneises vertical und die Steinart bis auf die höchsten Kämme stets dieselbe ist, so liegt der Gedanke nahe, dass der auffallende Unterschied in der äusseren Gestalt der tieferen und höheren Felsen nicht in einer ursprünglichen Verschiedenheit der Felsbildung, sondern in späteren Einflüssen der Erosion liege, und dass die Linie, welche die gerundeten von den scharfkantigen Felsen trennt, die Höhe bezeichne, die in früherer Zeit von den Gletschern erreicht worden ist. Folgt man das Thal abwärts der Aar, so stösst man an vielen Stellen, bald auf Schlifflächen, bald auf Rundhöcker; am deutlichsten treten sie hervor, so lange man sich noch im Gebiete des Gneisgranites befindet, zwischen Räthrischboden und Handeck; aber auch in der Tiefe, am Ausgang des Urbachthales und am Kalk des Kirchet fehlen sie nicht, und hier treffen sie mit der alten Gandecke zusammen, die im Thale von Meiringen bei Willigen durchzieht. — Am Hinterrhein fand Martins Rundhöcker und Schlifflächen in den Felsengen der Rofla und am Ausgang des Aversthales, 6 Stunden weit vom Rheinwaldgletscher entfernt. — Indem E. de Beaumont diese Spuren alter Erosionen in den Alpen mit den Lagerstätten der erratischen Blöcke verbindet, sucht er den Winkel, unter welchem die obere Grenze der diluvialen Thätigkeit, der beide Erscheinungen zugeschrieben werden können, von den Centralalpen aus nach den tieferen Gegenden zu sich erniedrigt. Dieser Winkel findet sich im Mittel von 19 Bestimmungen, die je-

doch auf etwas schwankenden Grundlagen beruhen, gleich 50′,34″, also bedeutend kleiner, als der schwächste Neigungswinkel, den die Oberfläche unserer Gletscher darbietet, um Vieles grösser dagegen, als das Gefäll aller grösseren Ströme. Es stimmt jenes Gefäll beinahe überein mit demjenigen des Rhonethalstromes, durch welchen Escher die Verbreitung der erratischen Blöcke zu erklären gesucht hat, dessen Geschwindigkeit aber, selbst unter den günstigsten Annahmen, nicht hinreichend gefunden wurde, um grössere Felsmassen bis an die hüglichte Schweiz und noch weniger, um sie an und auf den Jura zu tragen.

Auch ausserhalb dem Gebiete der Alpen und in Ländern, die von jedem Gletschergebirge durch weit ausgedehnte Hügel- und Gebirgssysteme, Flachländer und Meere geschieden sind, will man diese Schliffflächen gesehen haben, und obgleich einige dieser Beobachtungen auf Täuschung beruhen mögen, so lässt sich doch kaum diess von allen behaupten. — Am südlichen Abfall des Jura kommen von Genf bis nach Aarau, am Fuss des Gebirges und in grösseren Höhen, glatte und geritzte Kalkflächen *(laves)* vor, die von den Schliffflächen in der Grundlage und Nähe der Gletscher nicht zu unterscheiden sind (au Mail und au Plan bei Neuchâtel, aux Combettes oberhalb Landeron); auch in inneren Jurathälern fehlen diese glatten Felsen nicht. — Es sind ferner polirte und gefurchte Flächen gesehen worden in den Pyrenäen (Angelot, Durocher, Fargeaud), in den Vogesen (Renoir, Leblanc), und in anderen Theilen von Frankreich. — Auffallend genug häufen sich aber diese Beobachtungen vorzugsweise wieder in den nördlicheren Ländern, wo auch das Phänomen der erratischen Blöcke in so grosser Entwicklung auftritt. — Nach Hitchcock sind in Nordamerika, von Neu-Fundland bis zum Missisippi, polirte Felsen mit parallelen Furchen und Ritzen eine gewöhnliche Erscheinung, die vorherrschende Richtung der Furchen ist von NW nach SO, und sie finden sich in verschiedenen Höhen, bis 4000 Fuss über dem Meer. — In Schottland waren Schliffflächen bei Edinburgh und an anderen Stellen früher schon durch J. Hall beobachtet und durch diluviale Stromerosionen erklärt worden; durch die Bemühungen von Agassiz, Buckland, Lyell hat sich die Anzahl dieser Thatsachen, sowohl in Schottland, als in Nord-England

und Irland sehr vermehrt; polirte und gefurchte Felsen, in Verbindung mit erratischen Blöcken, zeigen sich daselbst beinahe deutlicher und allgemeiner als selbst in der Schweiz, und die genannten Geologen stimmen überein, sie für identisch mit den Erosionswirkungen der Gletscher zu erklären. — In Schweden ist dieselbe Erscheinung von Sefström, in Finnland von Böhtlingk und gleichzeitig, sowohl in Finnland als im nördlichen Skandinavien, von Durocher verfolgt worden. Im nördlichsten Finnmarken ist der Fels sehr häufig geglättet und von einer grossen Menge Furchen und Ritzen bedeckt, deren gemeinschaftliche Richtung in das wahre N 26 W fällt. In Lappland, zwischen Altenfiord und Tornea, zeigen sich die Furchen je weiter südlich, desto seltener, doch bleiben sie nirgends ganz weg, ihre Richtung ist ungefähr die meridiane. In Schweden fand Sefström, und vor ihm schon Lasteyrie, die Berge und Felskuppen an ihrer nördlichen Seite abgerundet, an der Südseite mit scharfen Kanten und Ecken versehen; Sefström betrachtet daher jene als die Stossseite, diese als die Leeseite. Mit diesen Erosionen ist auch das Vorkommen runder schüsselförmiger Löcher, der sogenannten Riesentöpfe verbunden, die offenbar durch Wasserfälle und die Reibung der am Boden der Schüsseln durch sie bewegten Steine entstanden sind; einige dieser Riesentöpfe sind so gross, dass mehrere Personen darin Platz finden. Die Richtung der Furchen schwankt in Schweden von ungefähr 30° östlich bis 30° westlich vom magnet. Meridian, Sefström glaubt jedoch, in Berücksichtigung, dass auch die Thäler der grossen See'n und die Inseln Gothland und Oeland dieser Richtung folgen, die Furchen, die aus dem magnet. NNO, oder dem wahren N 12 O kommen als Normalfurchen, die anderen, die wohl in gleicher Anzahl vorhanden sind, als durch örtliche Verhältnisse erzeugte Abweichungen, d. i. als Seitenfurchen erklären zu sollen. In Finnland schwankt die Richtung der Furchen um das magnet. N 25 W, und an den Küsten des Finnischen und Bottnischen Meerbusens, von Helsingfors bis Tornea, so wie im inneren Finnland, fand Böhtlingk die abgeschliffene oder Stossseite, wie in Schweden, auf der Nordseite der Hügel. Aber ganz entgegengesetzt zeigt sich sie Erscheinung an den Küsten des Eismeers und des Weissen Meers, vom Varangerfiord bis an den Kemfluss, die Stossseite ist hier deutlich der nach SW und W

gekehrte Abhang und alle Furchen kommen aus diesen Weltgegenden; am Eismeer beinahe aus S und SSW, südlicher und am Weissen Meer aus SW und W, während südlich vom Kem und am Onegasee und Lodogasee sich wieder die allgemeine Richtung aus NNW einstellt.

Die Urtheile über den Ursprung der polirten und gefurchten Felsen sind bis jetzt noch eben so verschieden, wie diejenigen über das erratische Phänomen überhaupt. Mehrere Geologen (L. v. Buch, Murchison, Robert) glauben, ein grosser Theil der im Vorigen angeführten Schlifflächen werde mit Unrecht in Verbindung gebracht mit der Zerstreuung der erratischen Blöcke und anderen diluvialen Erscheinungen und halten ihre Entstehung für gleichzeitig mit der ursprünglichen Bildung der Gesteine, auf denen sie vorkommen; sie erklären sie, theils durch eine Reibung im Inneren der Felsmassen, während ihrer Erstarrung (v. Buch, Murchison), theils als oberflächliche Spuren des schiefrigen Gefüges (Robert). — Andere Geologen (Al. Brongniart, Elie de Beaumont) halten es, nach eigener Ansicht der bekanntesten Beispiele polirter Felsen (Elfdalen, Massachusets, Landeron, Handeck), für eben so unzulässig mehrere ganz abweichende Arten der Entstehung der Schlifflächen anzunehmen, als den Ursprung derselben von dem der Oesars und der erratischen Blöcke zu trennen, obgleich es einstweilen noch nicht möglich sein dürfte, eine ganz befriedigende Erklärung aller dieser einzelnen Phasen des erratischen Phänomens zu geben. — Nach einer älteren, früher allgemein verbreiteten Ansicht (de Saussure, Al. Brongniart, Sefström, Böhtlingk, Durocher), wurden die glatten und gefurchten Felsen erzeugt durch Fluthen, welche die Blöcke und den diluvialen Kies und Sand aus den Gebirgen hervorgewälzt haben, durch die starke Reibung nämlich der unter dem Druck einer hohen und schwer belasteten Wassermasse stehenden Geschiebe an der Felsgrundlage. — Eine mit der vorigen nahe verwandte Ansicht (Murchison) schreibt diese Reibung dem an der unteren Fläche strandender Eisinseln eingefrornen Kies und Sand zu, die eben so wirken mussten, wie der Kies an der unteren Fläche der vorrückenden Gletscher. — Diejenigen endlich, die sich überzeugt haben, dass die Politur und die Furchen der vom Gletscher bedeckten Felsen wirklich durch den Gletscher hervorgebracht worden seien, schreiben auch die in jeder Entfernung von jetzigen Gletschern vorkommenden Schlifflächen derselben Ursache zu und sehen sich daher genöthigt, auch für diese Erscheinung eine beinah unbegrenzte Ausdehnung der Gletscher in früherer Zeit vorauszusetzen.

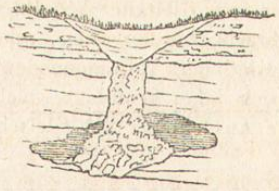
Literatur: de Charpentier, *cause probable du transport des blocs errat. A. des M.* 1835; —, *essai sur les glaciers*, 1841; Agassiz, *études sur les glaciers*, 1840; Studer, *sur quelques phénomenes de l'époque diluv. Bull.*

géol. XI, 1839; —, *Leonh. und Bronn*, 1840. — Renoir, *sur les glaciers de la partie mérid. des Vosges*, *Bull. géol. XI*, 1839; Angelot, *roches polies des Pyrénées*, *Bull. géol. XII*, 1840. — Hitchcock, *elem. of geology*, 1840; Jackson, *report on the geolog. survey of Rhode-Island*, 1840. — Murchison, *the Silurian system*, 1839; —, *address for* 1842; Buckland, *address for* 1841; Agassiz, *la théorie des glaces*, *Bibl. univ.* 1842. — Bergmann, *über die Riesentöpfe*, *Phys. Geogr.* 1780, *II;* de Lasteyrie, *journ. des conn. usuelles*, 1827, *V;* Al. Brongniart, *sur les blocs en Suède*, *Ann. des sc. nat.* 1828; Sefström, *über die Furchen in Skandin. Kongl. Acad.* 1836 > *Poggd.* 1838, *XLIII;* Böhtlingk, *über die Diluvialschrammen in Finnland*, *Bull. sc. de Petersb. VII und VIII* > *Poggd.* 1841, *LII*; Escher, *Bemerkungen über Sefström und Böhtlingk*, *Poggd.* 1842, *LVI;* Durocher, *le phénomène diluv. dans le nord*, *rapp.* d'Élie de Beaumont, *Compt. rend.* 1842; E. de Beaumont, *deux points de la théorie des glaces*, *Ann. des sc. géol.* 1842; de Charpentier, *explic. des phén. errat. du Nord*, *Bibl. univ.* 1841. — L. v. Buch, *über die Gestalten des Granits und des Gneis*, *l'Instit.* 1843; Braun, *Beitr. zur Lehre von den Felsspiegelflächen*, *Leonh. u. Br.* 1842.

VII. EINSENKUNGEN DES BODENS.

119. Erdfälle und Einstürze.

Die durch subterrane Erosion entstandenen Höhlungen im Boden werden Ursache von Erdfällen, wenn die Decke der Höhlung die auf ihr liegende Last nicht mehr zu tragen vermag. In felsigtem Boden entstehen durch den Einsturz schachtähnliche Löcher, die mit verticalen Wänden sich von der Bodenfläche abwärts senken; in lockerem Boden werden die Absenkungen trichter- oder kesselförmig durch das Nachrutschen der höheren Massen. Sehr oft kann im Inneren des Bodens ein Erdfall eine schachtförmige, an der Oberfläche eine trichterförmige Abtiefung hervorbringen.



Erdfälle, trichter- und kesselartige Vertiefungen, die sich auch zu grösseren Bassins erweitern, sind fast regelmässige Begleiter

von Gypsgebirgen; oft folgen mehrere Trichter reihenweise auf einander und zeigen die Richtung des verborgenen Schlottenzuges an, dessen theilweiser Einsturz sie verursachte. Die einen dieser Kessel sind trocken, andere, mit Wasser gefüllt, erscheinen als kleine See'n. — Der Schlottengyps in Thüringen steht mit sehr vielen Erdfällen und Kesseln in Verbindung, die zum Theil 150 bis 250 Fuss im oberen Durchmesser haben. Zu ihnen gehören auch die Seelöcher derselben Gegend, tiefe Einstürze im Gyps mit steilen Wänden, bei 60 Fuss weit, 60 bis über 100 Fuss tief und mit Wasser gefüllt. Im Anfang des Jahres 1834 entstund W von Gotha ein Erdfall, als ein länglicht rundes Loch, 7 bis 12 Fuss im Durchmesser, bei 150 Fuss tief, einem Schacht ähnlich; die Steinart ist Kalkstein, der auf Gyps liegt. — Eben so häufig ist das Vorkommen dieser Kessel und Trichter in Krain, Istrien, Illyrien, Dalmatien, Griechenland, wo das Kalkgebirge durch unterirdische weite Räume und Katabothra durchhöhlt ist. Die ganze Gegend von Triest über den Karst bis Idria ist voll Trichter, meist nur 15 bis 30 Schritt weit, 10 bis 25 Fuss tief, einzelne auch bis zu ¼ Stunde im Durchmesser haltend; gleiche Trichter befinden sich im Thale des Zirknitzersee's und durch sie tritt, wenn der See sich zu bilden anfängt, das Wasser aus.

An der Küste des Schwarzen Meeres bei Odessa wird die Ausfüllung und Unterwaschung des Bodens durch Quellen eine Ursache von Einstürzen (*Obruivi*). Es entstehen erst schmale Risse in der Erde, dem Rande der steil abfallenden Steppenfläche parallel; nach einigen Tagen sinkt die Erde in der Richtung dieser Risse etwas ein, dann gleitet auf einmal das ganze los gewordene Stück in die Tiefe, während grosse und kleine Trümmer sich ablösen und zum Strand poltern. Während die Hauptmasse senkrecht versinkt, hebt gleichzeitig das Gestade sich hervor und auch im Meere entstehen Gestadeinseln, in die Höhe gepresst durch den hydrostatischen Druck der verdrängten Schlamm- und Wassermasse. Die Breite der Obruivi, vom Steppenrand bis an den Strand, beträgt oft 100 bis 200 Faden, zuweilen ½ Werst; die aufgestiegenen Inseln liegen oft 20 Faden weit vom Ufer und haben bis 50 Faden im Umfang (Kohl).

Die Krater der in ihrer ersten Bildung begriffenen vulcanischen

Kegel werden durch diese Bildung unmittelbar erzeugt, indem die aufsteigenden Dämpfe das Zurückfallen der Lapilli und Aschen in die Oeffnung verhindern; in älteren Vulcanen aber sind die Krater als Einstürze zu betrachten, und der meist lothrechte Abfall ihrer Wände trägt ganz den Charakter dieser cylindrischen Vertiefungen. Der Kraterboden, aus erstarrten Laven, zurückgefallenen Blöcken und Lapilli bestehend, bildet ein bewegliches Haufwerk, in dessen Zwischenräume bei stärkerem Zuströmen die flüssige Lava sich eindrängt, so dass die losen Massen aus einander getrieben und zu einer grösseren Höhe erhoben werden; der Boden hebt sich auf diese Art oft bis an den oberen Rand des Kraters, ohne dass noch Eruptionen Statt fänden, und nur in einzelnen Spalten sieht man die Lava zwischen den starren Massen durchglühen; hat aber in Folge der Eruption der Zudrang der Dämpfe aufgehört und durch den Ausfluss die geschmolzene Masse sich vermindert, so zieht die noch zurückgebliebene Lava sich in die Eingeweide des Berges und der Kraterboden sinkt zurück in seine frühere Tiefe. — G. Agricola gibt (im Jahr 1545) dem Krater des Vesuvs eine weit grössere Tiefe als demjenigen des M. Nuovo, der erst 10 Jahre vorher sich gebildet hatte; er musste daher wenigstens 600′ tief sein. Auch im Anfang des XVII. Jahrhunderts war die Vergleichung noch passend; dann aber erhöhte sich der Boden allmählig; bei der starken Eruption von 1631 floss die Lava zum Theil nahe am Gipfel oder über den Kraterrand selbst aus, und so auch in den folgenden Eruptionen von 1660, 1682, 1685, 1687, 1694, 1734, und erst nach dem heftigen Ausbruch von 1737, als die Lava sich unten am Kegel eine Oeffnung gebildet hatte, aus der sie zerstörend auf Torre del Greco herabstürzte, fiel der Kraterboden in seine frühere Tiefe zurück. Nur langsam erhob er sich wieder; 1749 war er noch 450′ tief unter dem Rande; aber schon im November 1750 nur 180′ tief; ein 80′ hoher Kegel erhob sich in der Mitte, aus welchem fortdauernd Flammen und Rauch aufstiegen; im Jahr 1759 konnte die Lava wieder über den Rand abfliessen; ein mächtiger Strom ergoss sich im Jahr 1767 gegen Portici herab, und dann sank auch der Boden wieder zurück. Noch 1768 war er über 250′ tief, das Steigen begann von neuem und unter mehrfachem Wechsel erhielt sich der Boden meist ziemlich hoch bis zur Erup-

tion von 1794, die Torre del Greco zerstörte. Nach dieser Entleerung des Berges fiel der Boden wohl so tief als er je gewesen war; im August 1804 fand ihn v. Buch mehr als 400′ unter der niedrigsten Stelle des Randes, aber nur 14 Tage später war dieser Raum ganz ausgefüllt und die Lava floss über den Rand aus. Derselbe Wechsel dauert auch in unserer Zeit fort. Als Hoffmann den Vesuv während des Ausbruchs von 1832 besuchte, füllte ein ebenes Lavafeld den Krater bis nahe an den oberen Rand und aus demselben erhob sich etwe 200′ hoch ein Schlackenkegel, der von Neapel aus sichtbar war; zwei Jahre vorher hatte er vom Rande aus den Kraterboden wenigstens 200′ tief unter sich gesehen und eben so tief, wo nicht tiefer, erschien er mir im Jahr 1840.

Beträchtlichere Höhlungen müssen aber durch den Auswurf von Lapilli, Sand und Asche und den Ausfluss der Laven unter den vulcanischen Kegeln selbst erzeugt werden. — Die vom Vesuv nur im Jahre 1794 ergossene Lava wurde zu einem Würfel von 850 Fuss Seite geschätzt (Breislack); die Lavamasse des Aetna, die im Jahr 1669 Catania zerstörte, muss wenigstens als ein Würfel von 2200 Fuss Seite berechnet werden (Recupero), und wenn man die im Jahr 1783 auf Island ausgeflossene Lava als einen Kegel von 45° Böschung berechnet, so erhält man für denselben die Höhe von 28,000 Fuss (Parrot), welche diejenige der Himalajagipfel übertrifft. — Einstürze einzelner Theile vulcanischer Kegel oder auch ganzer Bergmassen in diese Tiefen sind daher keine seltenen Ereignisse, und, wegen grösserer Festigkeit der vulcanischen Ablagerungen, erzeugen dieselben gewöhnlich verticale oder doch sehr steile Wände.

Im oberen Rand des Aetnakraters und auf dem Piano del Lago waren vor wenig Jahren tiefe Löcher zu sehen, weiten Schachten oder Cisternen ähnlich; der obere Kegel selbst war im Jahr 1537 zum Theil eingesunken, so dass seine Höhe um ein Drittel vermindert ward (Ferrara); im Jahr 1702 soll der ganze obere Kegel in das Piano del Lago gestürzt sein und der Krater diese Fläche selbst zum Rand gehabt haben. — Im Jahr 1772 stürzte der Papandayang, einer der höchsten Vulcane von Java, während einer Eruption in sich zusammen, so dass seine Höhe von 9000 Fuss sich auf 5000 verminderte, und ein Land-

strich, auf welchem 40 Dörfer stunden, zu einem Seegrunde wurde.— Im Jahr 1638 verschwand der Pic auf Timor und wurde durch einen See ersetzt. — Im Jahr 1698 sank der Carguairazo zusammen, der früher die Höhe des ihm nahe stehenden Chimborazo gehabt haben soll, und der noch höhere Capac-Urcu soll kurz vor dem Eindringen der Spanier in Quito eingestürzt sein.

Ereignisse dieser Art sind oft Wirkungen heftiger Erdbeben. — Auf Haiti versank 1751 ein 20 Stunden langer Theil der Nordküste und bildet nun eine Bucht. In dem Erdbeben von Lissabon (1755) versank ein neu erbauter Quai mit einer grossen Menge dahin geflüchteter Menschen, und alle daselbst vor Anker liegende Fahrzeuge wurden mit ihm in eine Tiefe von 600 Fuss gerissen. — Guatimala, in vulcanischer Umgebung erbaut, wurde 1777 durch ein Erdbeben zerstört, der Boden warf Spalten, und nach fünf Tagen versank die ganze Stadt spurlos mit 8000 Familien. — Während des Erdbebens von Calabrien (1783) spaltete sich der Boden an sehr vielen Stellen, an den einen liefen die Spalten divergirend von einem Mittelpunkte aus, an anderen entstunden Längespalten, zum Theil 1 ital. Meile lang, über 100 Fuss breit und eben so tief, auch Häuser versanken in dieselben; in der Pianura di Rosarno (Calabr. Ultra) wurden gegen fünfzig kreisrunde Löcher gebildet, von der Grösse eines Wagenrades und mit Wasser gefüllt; im Gebiet von Fosolano öffneten sich drei Abgründe, jeder von mehreren hundert Quadratfuss und über 30 Fuss tief; bei Seminara bildete sich ein See durch Entstehung eines Erdfalls, bei 1800 Fuss lang, 900 Fuss breit, 50 Fuss tief. — In dem Erdbeben von 1819 sank in den Indusmündungen, im Cutch, ein Bezirk, so gross wie der Genfersee, 15 Fuss tief ein, ohne heftige Erschütterung, so dass Sindree nur unter Wasser gesetzt, aber nicht zerstört wurde.

Wie auf dem Festland scheinen Einsenkungen auch auf dem Grunde des Meeres vorzukommen. Mehrere Inseln sind im Laufe der letzten hundert Jahre spurlos verschwunden, und das Meer zeigt an ihrer Stelle grosse Tiefen. Die meisten und zuverlässigsten Thatsachen dieser Art betreffen allerdings vulcanische Inseln, die kurz vorher als Eruptionskegel über die Seefläche sich erhoben hatten, und es ist möglich, dass die spätere Zerstörung der aus

Lapilli und Sand aufgebauten Massen nur eine Wirkung der Erosion gewesen ist. Andere dieser Inseln jedoch scheinen auch fest zusammenhängende Laven und Felsen enthalten zu haben, und der kurze Zeitraum, der oft den ungeschmälerten Bestand derselben von ihrem gänzlichen Verschwinden trennte, deutet ebenfalls eine plötzliche Zerstörung durch ein Zurückstürzen in die Tiefe an. — In der Gruppe der Azoren sind Ereignisse dieser Art wiederholt vorgekommen. So erhob sich im Jahr 1720 in der Nähe von Terceira eine neu entstandene Insel, so hoch, dass sie 7 bis 8 Lieues weit gesehen werden konnte; schon 2 Jahre nachher war sie jedoch bedeutend zusammengesunken, und ein Jahr später fand man an ihrer Stelle 80 Faden Tiefe. Im Jahr 1811 entstund eine Insel in der Nähe von S. Miguel, 300 Fuss hoch, bei einem Umfang von 900 Toisen; der engl. Capitän Tillard gab ihr den Namen Sabrina, nach demjenigen seines Schiffes, und nahm von ihr Besitz für die Grossbrittannische Krone; nach etwa einem halben Jahre war sie ganz verschwunden. — Im Asow'schen Meere stieg im Jahr 1799 eine Insel auf, die sich nur 7 Fuss über die Seefläche erhob und ungefähr 100 Faden im Umfang hatte; auch sie ist später wieder versunken. Das neuste Beispiel dieser Art bot die Insel dar, die im Juli 1831 zwischen Sicilien und Pantellaria aufstieg und die Namen Nerita, Isola Ferdinandea, Graham-Island, Julia erhielt; ihr Umfang betrug 2100 Fuss, ihre grösste Höhe 210 Fuss; am Ende des Jahres war sie bereits wieder verschwunden. — Die meisten Angaben verschwundener Inseln beruhen auf dem Nichtvorkommen von Inseln an Stellen, wo ältere Seefahrer sie gesehen haben wollen, und geben also immer noch dem Zweifel an der Richtigkeit der früheren Bestimmung Raum. Es werden als solche angeführt, das Busland, das man 1578, bei der Expedition von Frobisher, im 58° N Breite, $32\frac{1}{4}^{0}$ W von Paris entdeckt zu haben glaubte; die Insel Columbus, im $30\frac{1}{4}^{0}$ S Breite, $30\frac{2}{3}^{0}$ W von Paris; die Insel S. Mathieu, im 2° S Breite, $11\frac{3}{4}^{0}$ W von Paris; die Insel Saxemburg, im $30\frac{3}{4}^{0}$ S im Stillen Meer; ausserdem eine beträchtliche Anzahl kleinerer Felsen und Untiefen. — Zu vielem gelehrtem Streit haben die Sagen über das Verschwinden der grossen Insel, oder des Festlandes Atlantis und der Insel Friesland Anlass gegeben. Die

einzige Nachricht von der Atlantis gibt Plato in seinem Timæus und Kritias: «Damals, heisst es, war das Meer ausserhalb der Säulen des Herkules noch schiffbar, und in demselben, gleich vor dem Eingange der Strasse, lag eine Insel grösser als Libyen und Asien zusammengenommen. Die Könige derselben waren sehr mächtig, denn sie beherrschten nicht nur die Insel Atlantis, sondern noch mehrere andere, sogar ganz Libyen bis nach Aegypten und Europa bis zum Tyrrhenischen Meere hin; in der Folge wurde diese Insel mit allem Volke durch ein grosses Naturereigniss zerstört, indem sie in Einem Tag und Einer Nacht in den tiefen Abgrund des Oceans versank; in der Gegend, wo sie gestanden hatte, liess sie so vielen Schlamm im Meere zurück, dass dieses seither nicht wieder beschifft werden kann.» Ob dieser Sage eine wirkliche Thatsache zum Grunde liege, oder ob Alles darin Dichtung sei, lässt sich nicht entscheiden, die letztere Annahme ist jedoch die wahrscheinlichere. — Die Insel Friesland, von vielleicht hundert Meilen im Umfang, soll, mit anderen nahe gelegenen Inseln, am Ende des XIV. Jahrhunderts von dem Venetianer Nicola Zeno im nördlichen Atlantischen Meere entdeckt worden sein, und, mit starker, cultivirter Bevölkerung, unter norwegischer Herrschaft gestanden haben. Da sich später von diesen Inseln an der im Reisebericht ziemlich genau angegebenen Stelle keine Spur fand, so schloss man auf ein Versinken derselben in den Meeresgrund; der ganze Reisebericht ist aber höchst wahrscheinlich erdichtet.

In einigen Gegenden wird ein langsames, erst nach Jahrhunderten bemerkbares und über grosse Flächen ausgedehntes Fortschreiten der Einsenkung wahrgenommen. Im nördlichen Theile des Adriatischen Meeres (Venedig, Istrien, Fiume, Dalmatien) werden römische Fussboden, Gräber, Mauerwerke mehrere Fuss tief unter dem jetzigen Wasserstande gefunden, während an benachbarten Küsten keine Veränderung des Meeresspiegels bemerkt wird. Aus ähnlichen Thatsachen und aus dem Vorkommen eines Süsswassermoores, das an der Küste theilweise unter dem Meere liegt, hat man auf eine Senkung der südlichsten Spitze von Schweden geschlossen. An der Westküste von Grönland, besonders im Meerbusen Igallico bei Frederikshaab und wahrscheinlich bis Disco-bay, also vom 60° bis 69° der Breite, ist nach verschiedenen Wahr-

nehmungen das Land ebenfalls in fortdauernder Senkung begriffen.— Es sind die Erfahrungen noch zu wenig zahlreich und zu neu, als dass nach ihnen entschieden werden könnte, ob diese Senkungen langsam aber gleichförmig fortschreitend, oder ob sie stossweise, als Wirkungen kleiner Erdbeben erfolgen; eben desshalb lässt sich einstweilen nicht entscheiden, ob sie als reine Wirkungen der Schwere betrachtet werden müssen, oder ob die Hauptwirkung von anderen Kräften ausgeht.

Literatur: V. Hoff, *Veränderungen der Erdoberfläche;* Lyell, *principles;* v. Leonhard, *popul. Geologie;* Freiesleben, *Kupferschiefergeb.* 1807; Boblaye et Virlet, *expéd. scient. de Morée;* Gansauge, *phys. Besch. von Krain, Poggd. LI;* Al. Brongniart, art. *Volcans*, im *Dict. des sc. nat.;* Elie de Beaumont, *rech. sur l'Etna*, 1838; F. Hoffmann, *über Isola Ferdinandea, Poggd. XXIV;* C. Prévost, *Notes sur l'île Julia, Mém. Géol. II*, 1835; Klöden, *über das Sinken der Dalmatischen Küste, Poggd. XLIII* > *v. Leonh. und Bronn*, 1839; Pingel, *über das Sinken der Westküste von Grönland, Lond. und Edinb. ph. ph. Mag.* 1836 > *v. Leonh. u. Br.* 1837.

120. Aeltere Einstürze.

Unterbrechungen im Zusammenhang des Erdbodens, die den Charakter der durch Einsturz entstandenen Vertiefungen tragen, lassen auf einen ähnlichen Ursprung schliessen, und mehrere der vorhin angeführten Thatsachen sind bereits nach dieser Analogie beurtheilt worden. Bezeichnend sind verticale oder steile Wände, an welchen die Felslager der umschliessenden Massen in voller Mächtigkeit abgebrochen sind, das Wegbleiben einer Verbindung mit tiefer liegenden Niederungen, wohin die fehlende Masse durch Erosionsströme hätte getragen werden können, oder, wenn solche Verbindungen vorhanden sind, die in der Bodengestaltung liegende Unwahrscheinlichkeit einer Erosionswirkung, die Unabhängigkeit endlich der Vertiefung von der Schichtenstellung oder inneren Structur des Bodens.

In vulcanischen Gegenden wird man Bildungen dieser Art vorzugsweise zu suchen haben, und sie finden sich allerdings in reichlicher Menge. Von den Kratern der noch thätigen Vulcane sind die Calderen und Circusthäler alt vulcanischer Gebirge (p. 301) wohl durch oft grössere Dimensionen, aber nicht durch das Wesentliche der Gestaltung verschieden, sei es, dass nur der bewegliche Lavaboden, wie bei jenen, zu seinem tiefsten Stande gelangt

sei, oder dass grössere Einstürze des Berges nach der Axe des Kegels, wie öfters am Aetna und an den Vulcanen von Java und Quito, statt gefunden haben. Das Kesselthal des Mont Dore, von 500′ hohen lothrechten Felswänden umschlossen, der Circus des Cantal, und vor Allem die grosse Caldera von Palma, ein fast kreisrunder Kessel von 2 Stunden im Durchmesser, über welchem die verticale Felsumfassung 4000′ hoch aufsteigt und dann flacher nach der Küste zu abfällt, diese und viele ähnliche Circusthäler sind offenbar Einsturzthäler. — Kleiner und mit etwas verändertem Charakter finden wir diese Bildungen wieder in den Maaren oder Kratersee'n der Eifel (Laachersee, Gmündermaar, Meerfeldermaar, Uelmenmaar u. v. a.) und der Auvergne (lacs de Pavin, de Cervière, de Tazenat). Der Rand dieser kreisförmigen Einsenkungen erhebt sich meist nicht beträchtlich über die anstossende Ebene, und fällt steil gegen die See'n ab, welche die Vertiefungen ausgefüllt haben. — Auch die von Ringwällen umgebenen Flächen, aus deren Mitte Kegelberge oder Dome aufsteigen, wie Vulcano, Santorin, Barren-Island, oder das Albanergebirge und die Roccamonfina, können nicht einen anderen Ursprung haben, und es war zuerst der frühere Kegel, dessen Ueberreste noch den äusseren Ringwall bilden, eingesunken, es hatte sich ein gewöhnliches Circusthal gebildet, und dann erst erhob sich das neue Gebirge über der inneren Thalfläche. — Nicht selten sind die Einstürze nicht nach der Axe, sondern in der Seitenfläche der Kegel erfolgt, wovon auch neuere Beispiele am Aetna vorkommen. Von dieser Art sind die trichterförmigen See'n von Albano und Nemi; der Wasserspiegel des ersten ist 417′, derjenige des zweiten 585′ tief in den Ringwall des M. Cavo eingesunken (Hoffm.). In grösseren Verhältnissen erscheint dieselbe Bildungsform in der Val del Bove; das grosse Circusthal, dessen verticale Wände eine Höhe von 1000′ und im westlichen Hintergrund von 4000′ erreichen, ist eine Einsenkung im östlichen Abfall des alten Aetnakegels. Noch einmal finden wir diese Gestaltung wiederholt in dem schönen Thal von Taoro auf Teneriffa, das zwischen verticalen Seitenwänden in den Nordabhang des den Pic de Teyde umschliessenden Ringwalls eingeschnitten ist.

Auf vulcanische Gebirge sind jedoch diese Kesselthäler nicht

beschränkt, und die analoge Form verlangt einen ähnlichen Ursprung. Die leeren Räume, deren Entstehung in vulcanischen Gegenden sich durch den Erguss von Laven und das Austreten von Dämpfen erklärt, mögen anderwärts durch die Gebirgsbildung selbst erzeugt worden sein. — In den Pyrenäen und Alpen finden wir diese Kessel öfters im Hintergrund der in die Ketten einschneidenden Querthäler. Durch unregelmässige, oft enge und durch Vorsprünge unterbrochene Thäler, der Weg längs steilen Seitengehängen sich fortziehend, der Thalbach schäumend in der spaltartigen Tiefe, nähert man sich dem Inneren des Gebirges, da erweitert sich plötzlich das Thal, ein flacher Weideboden liegt vor uns, Wasserfälle stürzen über die hohen Felswände und der Thalbach schlängelt sich ohne sichere Richtung dem Ausgang zu. In den Pyrenäen sind durch pittoreske Schönheit berühmt die Oule de Gavarnie, im Hintergrund des Thales von Barèges; der Cirque de Troumouse, am Ursprung des Thales von Héas. In den Alpen findet sich dieselbe Form in der Plaine aux Isles, am nördlichen Fuss der Diablerets; in Adelboden, am Fuss des Strubels; in der Alp Tschingel, im Hintergrund des Kienthales (C. Bern). Ausgezeichneter noch am südlichen Abfall der Alpen, in Breuil, hinten in V. Tournanche; in dem zwei Stunden breiten Circus von Macugnaga, den DE SAUSSURE mit einem vulcanischen Krater verglich; in Antrona piana; in Dever, dem ersten Thalkessel, in den man vom Gaispfad nach Antigorio absteigt, und vielen anderen. — (Grossartiger noch als selbst der Circus von Macugnaga, am Fuss des M. Rosa, tritt diese Bildungsform hervor in dem Kessel der Bérarde, am nördlichen Fuss des Grand Pelvoux, in den Gebirgen von Oisans; das Thal misst bei 4 Stunden im Durchmesser) und die Gebirge erheben sich rings um dasselbe zu Höhen von 10 bis 12 tausend Fuss. — Zuweilen sind diese Kessel auf entgegenstehenden Seiten mit engeren Thälern verbunden und erscheinen als plötzliche Erweiterungen eines einzelnen Hauptthales, wie der schöne Circus von Schams im Vorderreinthal, oder der Thalboden von Engelberg in Unterwalden. Oder es vereinigen sich daselbst Zuflüsse zahlreicher Seitenthäler, deren Zwischenketten an dem Kessel mit pralligen Felswänden abgeschnitten sind, wie im Grund von Hasli. — Viele dieser Thäler mögen früher durch See'n aus-

Irrthum.

gefüllt gewesen sein, die horizontale Fläche ihres Bodens deutet auf Sedimentbildungen stehender Gewässer, die Engpässe an ihrem Ausgang (Via mala, am Ausgang von Schams; Finstere Schlucht, am Ausgang von Grund) lassen an spätere Entleerungen dieser See'n denken. — Auch im Jura fehlen diese Einsturzthäler nicht; ein anderer Ursprung dürfte kaum aufzufinden sein für den grossen, bis an die schluchtartigen Ein- und Ausgänge, rings von hohen Felsabstürzen umschlossenen Kessel der Kleinen Roches, für zwei ähnliche Kessel in den Grossen Roches, die Clus von Ballstall, den grossen Circus von Mümliswyl und andere Kesselthäler.

Es können die Einstürze auch über Spalten statt gefunden und die Thäler als lange Canäle sich gestaltet haben, die tief in mächtige Gebirgsmassen einschneiden und oft mehrere Ketten zugleich durchsetzen. Abgesehen von der grösseren Längedimension ist der Charakter dieser Thäler von demjenigen der Kessel- und Circusthäler nicht wesentlich verschieden: der Thalboden breit und flach, oft auffallend eben; die Seitenwände erheben sich vertical und durchbrechen alle Schichtenlagen des Gebirges bis an eine obere Kante, über welcher ein weniger steiler Abhang nach den obersten Rücken und Gräthen ansteigt. In der Nähe dieser Kanten stehend kann man das tiefere Einsturzthal ganz übersehen und sich nur durch einen flachen Thalgrund von dem jenseitigen Abhang getrennt glauben; und es ist wirklich das Thal meist in zwei nach Gestalt und Entstehung ganz verschiedene Thäler zu zerlegen, ein älteres und oberes, das zum Theil Erosionscharakter trägt, und ein jüngeres, tiefer liegendes Einsturzthal. Eine nicht kleine Zahl von Alpenthälern lässt sich auf diese Bildungsform zurückführen; sie ist deutlich ausgesprochen in den Thälern von Gasteren, Lauterbrunnen, Meiringen, Glarus, und auch für andere Thäler, deren Seitenwände, wegen späterer Einwirkung der Erosion oder der Entstehung von Schutthalden, nicht mehr in ihrer ganzen Erstreckung verticale Abstürze bilden, möchte ein Ursprung durch Einsturz über Spalten die wahrscheinlichste Annahme sein. Die eigenthümliche Gestaltung des Thalbodens in dem bei 16 geogr. Meilen langen Thale des Engadin und Bergell, von Finstermünz bis Chiavenna, lässt auf einen ähnlichen Ursprung schliessen:

in Unterengadin und Bergell vermag der Thalboden kaum über 3000′ sich zu erheben, dann gelangt man zu einer sehr steilen Stufe, dort bei Cernetz, hier am Maloja, die auf den 5000′ hohen, ausgezeichnet flachen Boden des Oberengadins führt, der, von einer Stufe zu der entgegenliegenden 6 geogr. Meilen lang, beinahe horizontal liegt; offenbar hat dieser höhere Thalboden weit geringere Zerstörung erlitten, als der durch viele Felsstufen unterbrochene, oft schluchtartige Grund der beiden tiefer liegenden Thäler; er zeigt uns die ursprüngliche Oberfläche, an beiden Enden sehen wir die eingestürzte. — In kleineren Verhältnissen, aber durch die Steilheit der Gebirgswände in den beiden Einsturzthälern noch auffallender, tritt dieselbe Bildungsform wieder auf in der Verbindung des Gasterenthales und Ammertenthales durch den Tschingelgletscher. — Von je her ist diese Entstehung angenommen worden für die Seebecken, die sich am Ausgang der meisten grösseren Querthäler, oder am äusseren Rand des Alpensystemes finden; die grosse Tiefe dieser See'n, das steile Abfallen der sie einschliessenden Gebirge, das auch unter dem Wasserspiegel sich fortsetzt, das plötzliche Abbrechen der Schichten an diesen Abstürzen, entfernt jeden Gedanken an Auswaschung.

Man könnte leicht versucht sein, dem Einsturz der Massen in den Alpen einen noch weit allgemeineren Einfluss auf die Gestaltung des Gebirges einzuräumen. — Steil und schlank wie ein Obelisk erhebt sich der M. Cervin 3000′ hoch über die weiten Schneefelder, die rings um ihn die hohen Gebirgskämme der Alpen bedecken; über dem Thalgrund von Breuil beträgt die Höhe 6200′. Seine Schichten zeigen kaum ein Fallen von 45° und sind auf allen Seiten des Felsstocks wie abgeschroten; ihre Stellung kann also die Gestalt und Erhebung desselben nicht erklären; auch eine Erosion, die alle angrenzenden Massen zerstört und weggeführt und nur diesen keineswegs aus festeren Steinarten bestehenden Zahn übrig gelassen hätte, ist unmöglich anzunehmen. Die Gebirgsformen der Südseite und des Kessels von Breuil deuten dagegen auf Einsturz, und auf Hirli, einem Felsbuckel nahe am nördlichen Fuss des M. Cervin, glaubt man die Richtigkeit dieser Erklärung bestätigt zu sehen; denn während die untere Hauptmasse des Stocks aus hellgrauem Gneis und Talkflysch besteht, ist die Steinart des Hirli ein durch

Verwitterung der Aussenfläche rostbrauner Spilit, Serpentin und Flysch, und dieselbe Steinart bildet, nach der Farbe zu schliessen, auch die oberste Kuppe des M. Cervin; man findet sie auf S. Théodule und in der Tiefe bei Breuil, in der Grundlage aber stets Gneis und Talkflysch; alle diese, jetzt in so verschiedenen Niveaux liegenden rostbraunen Serpentin- und Flyschmassen scheinen früher vereinigt die oberste, zusammenhängende Decke des Gebirges ausgemacht und dieses in unbestimmter Ausdehnung sich bis zur Höhe des M. Cervin, M. Erin und der übrigen Gipfel dieser Gegend erhoben zu haben. — Hat aber hier die Entstehung steil abgerissener Gipfel (Hörner, Stöcke, Spitzen, *Dents*, *Aiguilles*, *Pics*) und schmaler Felsgräthe durch Einstürze der angrenzenden Massen einige Wahrscheinlichkeit gewonnen, so dürfte man sich wohl verleiten lassen, dieses Erklärungsprincip auch auf andere, durch steile Abstürze und wildere Formen ausgezeichneten Theile der Alpen anzuwenden. Dass die grossen Hochthäler, in denen die Grindelwaldgletscher, die Aargletscher, der Viesch- und Aletschgletscher liegen, durch Erosion von Strömen entstanden seien, die an den Kämmen, zu welchen alle diese Thäler ansteigen, an dem Lauteraargrath, der Strahleck, dem Grath zwischen Mönch und Jungfrau, ihren Ursprung genommen haben müssten, scheint eine ganz unmögliche Annahme; die Gestalten des Schreckhorns, des Finsteraarhorns, der Viescherhörner sehen nicht aus wie Erosionsrücken; und dennoch wird man sich dazu verstehen müssen, sie als solche zu betrachten, wenn nicht in dem Zurücksinken der fehlenden Massen eine genügende Erklärung dieser auffallenden Thalbildungen gefunden werden kann. Die Beschaffenheit des Thalgrundes kann hier zur Entscheidung führen: in Erosionthälern setzt die Felsart des Thalbodens ohne Unterbrechung in den Fuss der Seitenketten über, in Einsturzthälern müssen die Wände durch Spalten vom Thalgrund getrennt sein, und die Felsart des Thalgrundes, welche derjenigen der höchsten Kämme entsprechen muss, wird in der Regel von der Steinart der Thalwände abweichen. Untersucht man aber in dieser Beziehung unsere Hochthäler, so scheint das Ergebniss entschieden zu Gunsten der Erosionstheorie zu sprechen, indem an vielen Stellen (Ausgang der Gletscherthäler Urbach, Vorderaar, Viesch, Aletsch u. a.) Schritt für Schritt der Fels des einen Thalfusses sich

bis an den jenseitigen Abhang verfolgen lässt. Es bleibt also, wenn man nicht wirklich zur Auswaschungstheorie zurückkehren will, nur die Annahme übrig, dass der Einsturz einzig die inneren grossen Kessel gebildet habe und später die stehen gebliebenen Wände am Ausgang zerstört worden seien; eine Annahme, die allerdings durch das Vorkommen von Engpässen am Ausgang und die beträchtliche Erweiterung der Gletscherthäler in ihrem Hintergrund unterstützt wird, da diese grössere Breite hier keineswegs von der leichteren Zerstörbarkeit der Steinart hergeleitet werden kann.

Auch ausserhalb dem Gebirgsland finden sich Vertiefungen in der Erdrinde, deren Ursprung in Einsenkungen gesucht werden könnte. Die Mehrzahl derselben bildet die Becken der See'n und Meere; in zweien sinkt das trockene Land selbst unter das Niveau des Meeresspiegels. Die Wasserfläche des Kaspischen Meeres liegt 76,2 Fuss unter dem Niveau des Schwarzen Meeres, und diese Depression dehnt sich auch auf seine meist flachen Ufer und auf das in N und O angrenzende Steppenland aus; das Todte Meer bleibt sogar 1312 Fuss unter dem Mittelländischen, und ein grosser Theil des inneren Palästina nimmt ebenfalls an dieser Vertiefung Theil. Dass einzelne dieser Depressionen wahre Einsenkungen und als solche Wirkungen der Schwere seien, ist wahrscheinlich genug; die Verhältnisse der Koralleninseln scheinen sogar einen directen Beweis zu liefern, dass im Grossen Ocean diese Einsenkungen, nach Art derjenigen im Adriatischen Meere und in Grönland, in sehr grosser Ausdehnung noch jetzt fortdauern; ein Becken langsamer Depressionen würde nämlich, nach Darwin, von der Insel Ducie nach den Pelewinseln, den Aequator schief durchschneidend, sich über 100 Erdgrade ausdehnen, bei einer Breite von etwa 20 Erdgraden; ein zweites, kleineres Becken befände sich im Chinesischen Meere, ein drittes im westlichen Indischen Meere. Ob aber diese Vertiefungen, ob die Entstehung der oceanischen Becken und der Tiefländer aus diesem Princip zu erklären sei, ist eine Frage, die nur nach Voraussetzungen über den ursprünglichen Zustand der festen Erdmasse beantwortet werden könnte, und diesen Voraussetzungen würde einstweilen jede Grundlage fehlen. Die steile Schichtenstellung in vielen Gebirgen, die Biegung der Schichten zu Gewölben und vielfachen Windungen

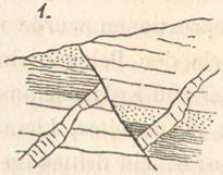
beweist jedenfalls, dass nicht der Schwere allein die Gestaltung der Gebirge und des Erdbodens zu Theil geworden ist, und bevor die übrigen mitwirkenden Kräfte ebenfalls berücksichtigt werden können, müsste eine Behandlung dieser allgemeinen Frage ohnehin als voreilig erscheinen.

Dass ein grosser Theil der Vertiefungen des Erdbodens durch Einstürze oder Einsenkungen erklärt werden müsse, wird von keiner Seite bestritten; man ist einverstanden über diesen Ursprung in Betreff der grösseren vulcanischen Krater, der Circusthäler, der alpinischen Seebecken. Nicht so allgemein ist die Uebereinstimmung der Ansichten über die Thalbildung überhaupt und die Entstehung der oceanischen Becken; die herrschenden Gegensätze und die Literatur über diese Frage sind im § 114 angeführt worden. p. 363.

121. Verwerfungen.

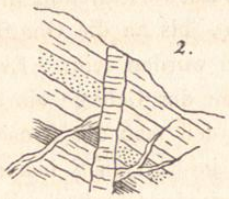
Einsenkungen, bei welchen die fallende Masse nicht zertrümmert wird, sondern längs einer verticalen oder schiefen Kluft abgleitet, bilden, in Beziehung auf die neue Stellung der Massen längs der Kluft, Verwerfungen (Wechsel, Sprünge, Rücken, *Failles*). Lager oder Gänge, die man bis an eine solche Trennungsfläche verfolgt hat, erscheinen an derselben abgeschnitten und finden sich jenseits derselben, nach der Falllinie der Kluft, in einem tieferen oder höheren Niveau wieder, sie sind durch die Kluft verworfen (Fig. 1). Ist die Trennungsfläche gegen den Horizont

1.



geneigt, so ist es beinahe immer die höhere Masse, die längs derselben hinabgerutscht ist; es gilt daher im Bergbau, bei der Wiederaufsuchung oder Wiederaufrichtung verworfener Gänge oder Lager, die Regel, dass diese sich in tieferem Niveau finden, wenn die Kluft von dem, der sich ihr nähert, abfällt, oder er sich in ihrem Liegenden befindet, in höherem Niveau, wenn sie ihm zufällt oder er sich in ihrem Hangenden befindet. — Die Kluft, welche

die Verwerfung bewirkt, kann auch später mit einer Gangmasse ausgefüllt worden sein (Fig. 2), und ein älterer Gang durch einen



jüngeren verworfen werden. An der Westküste von Schottland, gegenüber Mull, kommen Trappgänge von wenigstens vier verschiedenen Epochen vor, die älteren von allen jüngeren durchsetzt und verworfen. Häufiger als bei Gesteinsgängen sollen sich Verwerfungen bei Metallgängen finden. — Die Höhe des Sprungs, oder der längs der Kluft oder dem durchsetzenden Gang gemessene Abstand zweier Massen, die ursprünglich im Zusammenhang standen, kann sehr gering sein, aber auch Hunderte und Tausende von Fussen betragen. Zu Holzappel an der Lahn ist der Erzgang durch einen anderen Gang bis 240 Fuss weit verworfen; in Cornwall werden die Zinn- und Kupfergänge durch meist mächtige Quarz- und Thongänge bis in Entfernungen von 300 Fuss verworfen. Die grosse von O nach W gehende Spalte von Ridgeway in Dorset lässt sich 15 engl. Meilen weit bis an die Küste verfolgen und hat die Lager um mehrere hundert Fuss verworfen, so dass an der vertical niedersetzenden Kluft die Lager der weissen Kreide die Verlängerung der weit älteren Oolithlager zu bilden scheinen. — Nicht selten kommen mehrere und selbst viele verwerfende Klüfte und Gänge zugleich vor, die unter sich ungefähr parallel sind und wegen der Gleichförmigkeit aller Verhältnisse als zusammengehörende und gleichzeitig entstandene betrachtet werden müssen; eine solche Vereinigung von Klüften oder Gängen heisst ein Kluft- oder Gangzug. Die zwischen je zwei Klüften befindlichen Stücke der verworfenen Masse sind meist sehr ungleich gesunken, die einen sehr stark, andere sehr wenig, so dass die Trümmer desselben Lagers sich in den verschiedensten Niveaux befinden können. — Ungeacht dieser grossen Zerrüttung im Inneren ist oft die äussere Oberfläche sehr gleichförmig und flach, und wo man nicht bezweifeln kann,

dass die Ausfüllungsmasse der tieferen Einsenkungen selbst auch zur zerrütteten Lagerfolge gehört habe, d. h. vor der Verwerfung abgesetzt worden sei, müssen nothwendig die Massen, die in höheren Niveaux stehen blieben, bis an die Oberfläche jener Ausfüllungen zerstört und abgetragen worden sein. Es geht daher aus diesen Verhältnissen im Inneren der Gebirge ein neuer Beweis hervor für den grossen Einfluss, den man der Erosion beizumessen hat. — In anderen Fällen, die im vorigen § behandelt wurden, steht dagegen die äussere Gestalt der Oberfläche in unmittelbarer Beziehung zu den Sprüngen im Inneren des Bodens.

Oefters hat an einer Kluft nicht nur Senkung, sondern auch eine geringere oder stärkere Drehung der gesunkenen Masse statt gefunden, indem der zunächst an die Kluft angrenzende Theil derselben tiefer einsank, als der entferntere; früher horizontal liegende Lager fallen daher oft der Kluft zu, und in nicht seltenen Fällen wird der Fallwinkel so beträchtlich, dass sie beinahe eine verticale Stellung erhalten. Gestattete die Weichheit der Masse eine Krümmung, so geschieht der Uebergang aus der ursprünglichen Lage in die neue in einem Bogen; war aber die Masse zu starr, so brach sie in einiger Entfernung von der Kluft, und es entstand daselbst eine zweite Spalte, an welcher eine neue Einsenkung der vorliegenden Masse statt haben konnte. Die Spalte von Osmington in Dorset setzt vertical durch die horizontal gelagerte Kreidebildung nieder, und die eingesunkene obere und untere Kreide fallen mit mehr als 45° der Kluft zu. Die grossartigsten Verhältnisse dieser Art kommen in den Alpen vor: am nördlichen Fuss der äussersten Kalkkette erstreckt sich eine Verwerfung aus Savoyen durch die ganze Schweiz bis über Bregenz hinaus; die tertiären Nagelfluh- und Molasselager sind hiedurch in ein um mehrere tausend Fuss tieferes Niveau gekommen, als die Kalklager der weit älteren Oolith- und Kreidebildung, zugleich sinken sie aber auch gegen diese ein, unter Winkeln, die an den einen Stellen (Sensethal, Thunersee) nur wenige Grade, an anderen (Gurnigel, Entlebuch, Appenzell) etwa 45°, an noch anderen (Luzern, Wesen) 70° bis 80° betragen; der Uebergang aus diesem steilen Südfallen in die horizontale oder N fallende Lage erscheint, theils als ein Gewölbe (Falkenfluh bei Thun), theils als ein Bruch, durch den ein Thal entstanden ist (Entlebuch);

zwischen Thun und der Kalkgrenze bei Ralligen scheint zugleich eine mehrfache Wiederholung der Spaltung statt gefunden zu haben, indem die Nagelfluhmasse, die an den See angrenzt, in mehrere südlich fallende Ketten zertheilt ist, die steil abgebrochene Schichtenköpfe gegen N zukehren.

Durch die starke Reibung der über einander weggleitenden Massen werden die Trennungsflächen an einzelnen Stellen geglättet und oft auch zugleich durch härtere Unebenheiten gefurcht und geritzt; diese Stellen heissen Spiegel, Harnische, Rutschflächen. Am häufigsten finden sich die Spiegel da, wo die Kluft oder der Gang eine Biegung erleiden. Steinarten erscheinen auf diesen Rutschflächen wie polirt, Erzarten erhalten starken metallischen Glanz; die Furchen sind geradlinigt und folgen der Falllinie, oder entfernen sich doch nur wenig von derselben, und hiedurch vorzüglich unterscheiden sich die Spiegel von den Schlifflächen der Gletscher, die wie sie durch Reibung unter starkem Druck entstehen, deren Furchen aber meist horizontal oder wenig geneigt sind. Zuweilen ist die Steinart in der Nähe der Spiegel härter und dichter, oder umgekehrt zerreiblich geworden, oder sie scheint noch weiter gehende Veränderungen erlitten zu haben, aus denen man auf Erhöhung der Temperatur und chemische Thätigkeiten, als ob ein Anfang von Verglasung eingetreten wäre, hat schliessen wollen.— Die beiden Flächen, die eine Spiegelkluft bilden, liegen bald dicht an einander, so dass die Erhöhungen der einen in die Vertiefungen der anderen eingreifen, bald befindet sich zwischen ihnen ein leerer Raum, so dass nach der Reibung die Spalte sich weiter geöffnet haben muss, oder es ist dieser Raum durch später eingedrungene Substanzen theilweise oder vollständig ausgefüllt worden, und es ist ein Gang entstanden, an dessen Saalbändern sich die Spiegel befinden. Nicht selten kommen aber Spiegel im Inneren der Gangmassen selbst vor, den Saalbändern parallel, und oft finden sich mehrere über oder neben einander in verschiedenen Entfernungen von der Mitte des Ganges. In nur wenige Fuss mächtigen Gängen in der Gegend von Siegen in Rheinpreussen hat Schmidt 5, 10 und noch mehr Rutschflächen neben einander gesehen, und dieselbe Thatsache hat Fournet an den Gängen bei Pont-Gibaud in Auvergne beobachtet. Es geht hieraus hervor, dass die Einsenkun-

gen, welche zur Entstehung der Spiegel geführt haben, nicht einzelne, plötzliche Einstürze, sondern öfters wiederholte kleinere Bewegungen gewesen sind, dass dieselben noch fortdauerten, als schon die Klüfte sich mit fest gewordenen Gangarten ausgefüllt hatten, dass während dieser Senkungen zugleich die Klüfte sich erweiterten und neue Gangarten aufnahmen, die Mächtigkeit des Ganges daher, von der in der Mitte entstandenen Kluft aus, durch neu angesetzte Schalen zunehmen konnte, als bereits ältere Schalen erhärtet und durch Senkungen geschliffen waren. Offenbar erscheinen durch diese langsame und zum Theil vielleicht noch fortdauernde Bildung die inneren Gebirgssenkungen und die enge damit verbundenen Ausfüllungen der Gänge nahe verwandt mit den fast unmerkbar fortschreitenden Einsenkungen, die an mehreren Küsten bemerkt werden.

Literatur: Schmidt, *Theorie der Verschiebung älterer Gänge*, 1810; —, *über das Sinken der Erdrinde*, *Karst. Arch.* 1824, *VIII*; — *Beitr. zur Lehre von den Gängen*, 1827; v. Carnall, *die Sprünge im Steinkohlengeb.*, *Karst. Arch.* 1836, *IX*; Braun, *Beitr. zur Lehre von den Felsspiegelflächen*, *Leonh. und Bronn*, 1842; Fournet, *sur les filons de Pont.-Gibaud*, *l'Inst.* 1833; —, *études sur les dépôts métallif. d'Aub. Géogn. III.*

Druckfehler und Verbesserungen.

Seite 73 Linie 8 von unten statt 1,27288 lies 1,21879.
— 159 — 3 von unten statt Hochgebirges lies Harzgebirges.
— 178 — 11 von oben statt wohl 80 bis 100 Fuss lies mehrere hundert Fuss.
— 181 — 6 von oben statt England lies Lappland.

LEHRBUCH

DER

PHYSIKALISCHEN GEOGRAPHIE

UND

GEOLOGIE.

VON

B. STUDER,
Dr. und Professor in Bern.

ZWEITES CAPITEL,

enthaltend:

Die Erde im Verhältniss zur Wärme.

Mit Abbildungen und vier lithographirten Tafeln.

BERN, CHUR und LEIPZIG,
Verlag und Eigenthum von J. F. J. Dalp.
1847.

Gedruckt in der Haller'schen Buchdruckerei in Bern.

Inhaltsanzeige.

Seite

Zweites Capitel.

Die Erde im Verhältniss zur Wärme.

Physikalische Vorkenntnisse.

1. Thermometrie 1
2. Specifische Wärme 3
3. Ausdehnung und Rückzug 7
4. Schmelzpunkt und Gefrierpunkt 10
5. Dampfbildung 12
6. Siedpunkt 16
7. Latente Wärme 17
8. Leitung der Wärme 19
9. Strahlung der Wärme 23
10. Durchgang durch diathermane Mittel 25
11. Gesetze des Erkaltens 28
12. Ursprung der Wärme 30
13. Quellen der Erdwärme 32

Erster Abschnitt.

Innere Wärme der Erde.

Gesetze der inneren Erdwärme.

14. Einleitende Bemerkungen 34
15. Directe Bestimmungen 35
16. Chthonisothermen 38
17. Flüssigkeit der inneren Erdmasse 41
18. Einfluss der inneren Wärme auf die Erdrinde 44
19. Veränderungen der Erdwärme 45

Wirkungen der inneren Erdwärme.

20. Vorbemerkung 48

I. Thermen.

21. Wärmeverhältnisse 49
22. Bestandtheile 52
23. Vorkommen 54
24. Theorie 56

		Seite
II.	**Ausströmungen von Gasen, Dämpfen und Bitumen.**	
25.	Wasserdampf	58
26.	Stickgas	63
27.	Kohlensäure	64
28.	Schwefelwasserstoffgas	68
29.	Kohlenwasserstoffgas	71
30.	Bitumen	75
III.	**Vulcanische Erscheinungen.**	
31.	Uebersicht	78
32.	Vulcanische Dämpfe und Gasarten	81
33.	Temperaturverhältnisse	84
34.	Zusammenhang der Vulcane	89
35.	Abhängigkeit von der Configuration des Erdbodens	94
36.	Theorie	96
IV.	**Erdbeben.**	
37.	Zusammenhang mit vulcanischen Erscheinungen	99
38.	Zusammenhang mit der Atmosphäre	103
39.	Beschreibung	106
40.	Ausdehnung und Richtung	110
41.	Aeltere Spaltung der Erdrinde	115
V.	**Metamorphismus.**	
42.	Begriffsbestimmung	116
43.	Veränderung der Steinarten durch Wärme und Cämentation	119
44.	Veränderung der Steinarten durch Dämpfe	128
45.	Veränderung der Steinarten durch Injection	134
46.	Allgemeinere metamorphische Processe	135
47.	Massige Gesteine	153
48.	Rückzug metamorphischer Gesteine	165
49.	Zunahme des Volumens metamorphischer Gesteine	167
50.	Verhältniss zu der Configuration des Landes	170
51.	Altersbestimmung metamorphischer Gesteine	172
VI.	**Erhebung von Land und Gebirgen.**	
52.	Einleitung	177
53.	Theoretische Resultate	181
54.	Vulcanische Hebungen	184
55.	Hebungen durch Erdbeben	187
56.	Langsame Hebungen	188
57.	Aeltere Hebungen von Land	191
58.	Dome und Kuppengebirge	193
59.	Erhebungskratere	196
60.	Krystallinische Centralmassen	202
61.	Kettenbildung	208
62.	Krümmung der Schichten	213

Seite

63. Gebirgssysteme 218
64. Massengebirge 220
65. Gebirgszonen 222
66. Tafelzonen 225
67. Zonen mit Centralmassen 230
68. Kettenzonen 234
69. Altersbestimmung der Gebirge 236
70. Bildung der Continente 242
71. Aeltere Vertheilung von Land und Meer 243

Zweiter Abschnitt.

Die Erde unter dem Einfluss der Wärme des Weltraums.

72. Temperatur des Weltraums 246
73. Einfluss der Raumtemperatur auf die Erde 247
74. Grössebestimmung der Raumtemperatur 248

Dritter Abschnitt.

Die Erde unter dem Einfluss der Sonnenwärme.

Einleitung.

75. Uebersicht der Verhältnisse 251
76. Behandlung 254

I. Intensität der Sonnenwärme.

77. Theoretische Bestimmungen 259
78. Absorption in der Atmosphäre 261
79. Directe Beobachtungen 264
80. Veränderungen in der Intensität der Sonnenwärme 266

II. Temperatur der Erdoberfläche.

81. Einleitende Bemerkungen 269
82. Täglicher Gang der Temperatur 270
83. Mittlere Wärme des Tages 274
84. Jährlicher Gang der Temperatur 276
85. Jährlicher Spielraum 279
86. Mittlere Temperatur des Jahres 282
87. Einfluss secundärer Wirkungen auf die Jahreswärme 287
88. Thermische Linien 290
89. Höhenisothermflächen 294
90. Vorübergehende Störungen der Temperaturvertheilung 296
91. Extreme der Temperatur 299
92. Klimate 301
93. Veränderung der Klimate in historischer Zeit 305
94. Klimate in älterer Zeit 308

III. Temperatur des Bodens.

95. Theoretische Bestimmungen 314
96. Absorption und Strahlung des Bodens 317

		Seite
97.	Geschwindigkeit der Fortpflanzung	319
98.	Spielraum	322
99.	Mittlere Bodentemperatur	325
100.	Anomalien der Bodentemperatur	326
IV.	Temperaturzustände der Gewässer.	
	A. Das Wasser in starrem Zustande.	
101.	Gefrieren der Gewässer	331
102.	Das Polareis	334
103.	Die Schneelinien	336
104.	Gletschertemperatur	342
105.	Einfluss auf die Bewegung der Gletscher	345
106.	Abschmelzen der Gletscher	348
	B. Stehende Gewässer.	
107.	Temperatur in der Tiefe der See'n	352
108.	Temperatur in der Tiefe der Meere	354
109.	Temperatur der Oberfläche	356
	C. Fliessende Gewässer.	
110.	Strömungen	360
111.	Temperatur der Ströme	364
112.	Quellentemperatur	366
V.	Temperaturzustände der Atmosphäre.	
	A. Die Atmosphäre im Gleichgewicht.	
113.	Abnahme der Temperatur mit steigender Höhe	368
114.	Spielraum der Temperaturabnahme	372
115.	Anomalien	375
	B. Winde.	
116.	Ursprung der Winde	378
117.	Locale Winde	382
118.	Continentalwinde	385
119.	Passatwinde	388
120.	Winde der nördlichen gemässigten Zone	390
121.	Drehungsgesetz	393
122.	Orkane	395
123.	Wettersäulen	399
124.	Einfluss auf die Strömungen	402
125.	Einfluss auf das Klima	404
	C. Hydrometeore.	
126.	Verdampfung	408
127.	Dampfgehalt der Atmosphäre	411
128.	Dampfgehalt in grösseren Höhen	416
129.	Dampfgehalt bei verschiedenen Winden	418

Seite

130. Thau und Reif 420

131. Wässerige Niederschläge in freier Atmosphäre 423
132. Nebel 427
133. Wolken 432
134. Bewölkung 438

135. Regen und Schnee 440
136. Einfluss der Breite 445
137. Einfluss der Winde 453
138. Einfluss der Configuration 456
139. Einfluss der Vegetation 459

140. Riesel 463
141. Hagel 464

D. Atmosphärischer Druck.

142. Einfluss der Temperatur 464
143. Umfang der Schwankungen 472
144. Einfluss der Winde 474
145. Barometerstand bei Stürmen 478
146. Verhältniss zur Witterung 479
147. Verbreitung der Schwankungen 482
148. Jährliche Periode 484
149. Tägliche Periode 489
150. Barometerstand am Meere 494

Nachricht für den Buchbinder: Tafel I ist einzuheften bei Seite 197. — Tafel II bei Seite 200. — Tafel III bei Seite 218. — Tafel IV bei Seite 292.

ZWEITES CAPITEL.

Die Erde im Verhältniss zu der Wärme.

Physikalische Vorkenntnisse.

1. Thermometrie.

Wärme und Kälte heissen Empfindungen, die in uns durch unmittelbare Berührung mit anderen Körpern, oder auf andere Weise erregt werden. Als Ursache dieser Empfindungen wird ein Agens angenommen, das in stärkerem oder schwächerem Grade sich mit der Materie der Körper verbinden, oder für sich den Raum durchdringen kann, und dieses Agens, oder das Princip der Wärme, heisst ebenfalls Wärme. Ein Körper, oder ein Raum heisst uns warm, und bei gesteigerter Wärme heiss, wenn er einen höheren Grad von Wärme besitzt, als wir an uns selbst fühlen, im umgekehrten Falle kalt. Die Quantität der in einem Körper oder Raume vorhandenen Wärme, oder die absolute Wärme dieses Körpers oder Raumes, ist uns unbekannt, es lässt sich nur das Verhältniss der Differenzen verschiedener Wärmegrade bestimmen, und zwar nur unter der Voraussetzung, dass die Veränderungen der Wärme den durch sie erzeugten Wirkungen proportional seien. Es sei z. B. ein Gewicht Silber, dessen absoluter Wärmegehalt durch $C+t$ ausgedrückt sei, von schmelzendem Eis umschlossen, und C bezeichne

den Wärmegehalt des im Eis erkalteten Silbers, es seien ferner, während das Silber t Wärme verlor, a Gramme Eis geschmolzen worden, in einem anderen Fall, da der Wärmegehalt desselben Stückes Silber $C + t'$ war, a' Gramme, so wird angenommen, dass

$$t : t' = a : a'$$

und das Verhältniss der Wärmequantitäten t, t' kann durch die Gewichte a, a' des geschmolzenen Eises gemessen werden.

Oder, besitzt ein Körper das Volumen V, wenn sein Wärmegehalt C ist, und bezeichnen $V + a$, $V + a'$ die Volumen desselben Körpers bei dem Wärmegehalt $C + t$, $C + t'$, so wird auch in diesem Fall durch $a : a'$ nur das Verhältniss von t zu t', aber nicht der Betrag der absoluten Wärmequantitäten t, t' selbst gefunden.

Instrumente, welche zur genaueren Messung dieser relativen Wärmequantitäten dienen, heissen Thermometer. Der durch das Thermometer angegebene Wärmegrad eines Raumes, oder Körpers heisst die Temperatur dieses Raumes oder Körpers. Der unbekannte Wärmegrad, den das Thermometer bei gänzlichem Mangel aller Wärme anzeigen würde, heisst der absolute Nullpunkt.

Zur Messung der Wärme durch die Gewichte geschmolzenen Eises dient ein Apparat, der unter dem Namen des Calorimeters bekannt ist. Das gewöhnliche Thermometer misst die Temperatur durch das Volumen einer in einer Glasröhre eingeschlossenen Quecksilbermasse; der Schmelzpunkt des Eises wird an diesem Thermometer mit 0_0, der Siedpunkt des Wassers unter dem Druck der Atmosphäre im Niveau des Meeres, oder bei $0^m,76$ Barometerstand, mit 100^0 bezeichnet, und das dazwischen liegende Quecksilbervolumen in 100 gleiche Theile oder Grade getheilt, indem Versuche gelehrt haben, dass für diese mittleren Temperaturen die Zunahme des Quecksilbervolumens sich wie die Zunahme der Wärme verhalte. Die Graduirung der Skale wird auch über 100 hinaus, und, in negativen oder Kältegraden, unter 0 ausgedehnt. Nebst dieser Eintheilung der Thermometerskale, die nach Celsius oder als hunderttheilig *(centigrade)* mit C bezeichnet wird, ist noch gebräuchlich die Eintheilung nach Réaumur, welche auf den Schmelzpunkt des Eises 0^0, auf den Siedpunkt 80^0 setzt, und die Eintheilung nach Fahrenheit, welche den Schmelzpunkt mit 32^0, den Siedpunkt mit 212^0 bezeichnet, den Zwischenraum also in 180 Grade theilt. Wo nicht das Gegentheil bemerkt wird, sind alle im Folgenden erwähnten Temperaturen in Graden des hundert-

theiligen Thermometers angegeben. Sehr kleine Temperaturunterschiede werden durch Differentialthermometer, oder durch das Galvanometer bestimmt. Zur Messung höherer Temperaturen, als das Quecksilberthermometer anzugeben vermag, dienen Pyrometer, deren Skale sich auf den Rückzug des Thons in der Hitze (P. von Wedgwood), auf die Ausdehnung des Platins (P. von Guyton de Morveau), auf diejenige der Luft (P. von Pouillet), auf den Schmelzpunkt verschiedener Metalllegirungen (P. von Prinsep), oder auf andere Principe stützt. Temperaturen, die unter den Gefrierpunkt des Quecksilbers fallen, werden durch den Rückzug von Luftvolumen, d. h. durch Lufthermometer, oder durch Weingeistthermometer gemessen.

2. Specifische Wärme.

Es habe die Masse m einer Substanz, z. B. Wasser, die Temperatur t, die Masse m′ derselben Substanz die Temperatur t′, so ist, nach einem von Richmann gegebenen Gesetz, die Temperatur T des Gemenges beider Massen gegeben durch

$$T = \frac{mt + m't'}{m + m'},$$

oder, für $m = m'$ $\quad T = \frac{t + t'}{2}$

d. h. die Temperatur des Gemenges ist das arithmetische Mittel der Temperaturen beider Massen. Dieses Gesetz verliert seine Geltung, wenn die gemengten Substanzen ungleichartig sind. Gleiche Gewichte Wasser von 0^0 und Quecksilber von 100^0 durcheinander gemengt geben eine Mitteltemperatur, die nicht 50^0, sondern nur 3^0 ist; es haben daher die 97^0 Wärme, welche das Quecksilber verlor, die Temperatur eines gleichen Gewichts Wasser nur um 3^0 erhöht, und es bewirkt überhaupt die gleiche Wärmequantität in gleichen Gewichten verschiedenartiger Substanzen sehr ungleiche Veränderungen der Temperatur. Um diese Wirkungen zu vergleichen, müssen sie auf einfache Verhältnisse zurückgeführt werden. Man heisst die Wärmemenge, welche die Gewichtseinheit einer Substanz aufnimmt, oder verliert, wenn ihre Temperatur sich um 1^0 erhöht, oder erniedrigt, die specifische Wärme oder Wärmecapacität derselben. Da die absoluten Wärmequantitäten unbekannt sind, so lässt sich die specifische Wärme nur ausdrücken durch Verhältnisszahlen, welche angeben, wie vielmal grösser oder kleiner diejenige eines Stoffes in Vergleichung mit derjenigen eines anderen Stoffes sei, und aus diesem

Grund ist auch die nähere Bestimmung der Gewichtseinheit, oder der Thermometergrade überflüssig, da das Verhältniss für gleiche Gewichte und gleiche Grade, ob sie gross oder klein seien, dasselbe bleibt. — Die Einheit der Zahlen, durch welche man die Wärmecapacitäten ausdrückt, ist die specifische Wärme des Wassers, d. h. diese Zahlen geben an, das wie Vielfache, oder den wie vielten Theil der Wärme, die ein Gewicht Wasser aufnimmt, um seine Temperatur um eine beliebige Grösse zu erhöhen, dasselbe Gewicht eines anderen Stoffes verlangt, um seine Temperatur um dieselbe Grösse zu erhöhen. Nach den vorigen Angaben wäre die specifische Wärme des Quecksilbers also 0,03; denn, bezeichnet man durch c, c′ die Wärme, welche die Gewichtseinheiten Wasser und Quecksilber aufnehmen oder abgeben, um ihre Temperaturen um 1^0 zu erhöhen, oder zu erniedrigen, so ist

$$97c' = 3c$$

oder, da $c = 1$ $\qquad c' = \frac{3}{97}$.

Das Richmann'sche Gesetz erhält für den Fall, da die gemengten Stoffe ungleichartig sind, eine allgemeinere Form, der sich die früher gegebene unterordnet. Bezeichnet man nämlich die specifische Wärme der zwei Stoffe mit c, c′, ihre Massen und Temperaturen durch m, m′, t, t′, die Mitteltemperatur des Gemenges durch T, so verliert z. B. m die Wärme $mc(t-T)$, während m′ gewinnt $m'c'(T-t')$, und, da beide Ausdrücke gleich sein müssen, so ist

$$T = \frac{mct + m'c't'}{mc + m'c'}.$$

Die specifische Wärme kann, statt auf gleiche Gewichte, auch auf gleiche Volumen bezogen werden, und heisst dann, zur Unterscheidung, auch wohl relative Wärme. Da die specifischen Gewichte der Substanzen die Gewichte gleicher Volumen darstellen, so ist die relative Wärme einer Substanz gleich dem Product ihrer specifischen Wärme mit ihrem specifischen Gewicht. Da nämlich c mal so viel Wärme verlangt wird, damit in einem Gewicht eines Stoffes dieselbe Temperaturerhöhung bewirkt werde, als in demselben Gewicht Wasser, da ferner, wenn d das specifische Gewicht jenes Stoffes bezeichnet, d Gewichtseinheiten desselben ein gleiches Volumen geben, wie eine Gewichtseinheit Wasser, so bedarf es cd so viel Wärme, damit in diesem Volumen

des Stoffes dieselbe Temperaturerhöhung statt finde, als in dem gleichen Wasservolumen.

Mit zunehmender Temperatur wächst die specifische Wärme der starren Körper nach einem für jede Substanz eigenthümlichen Gesetze. Die Capacität des Platins bei 100^0 ist 0,0335, bei 500^0 aber 0,0352 und bei 1000^0 0,0373 (Pouillet). In stärkerem Verhältniss steigt diejenige von Kupfer, Eisen, Glas.

Auch mit der Aggregation verändert sich die Capacität. Hämmerbares Kupfer hat 0,095 zur specif. Wärme, sprödes Kupfer 0,093. Die specif. Wärme des natürlichen Schwefels ist 0,1776, des vor zwei Monaten geschmolzenen 0,1803, des künstlich geschmolzenen 0,1844. Die Capacität des Diamants ist 0,1469, des Graphits 0,2019, der Holzkohle 0,2415 (Régnault).

Die Capacität der Gasarten kann in zweierlei Sinn aufgefasst werden. Zunächst in dem bisher festgehaltenen, indem man nämlich annimmt, die Gase seien durch bewegliche Wände, z. B. durch Quecksilber, gesperrt und können bei zunehmender Temperatur sich frei ausdehnen, sie stehen also unter constantem Druck; oder man kann zweitens voraussetzen, dass durch feste Wände diese Ausdehnung verhindert werde, die Gase also stets das gleiche Volumen einnehmen. Man kann ferner diese Unterscheidung entweder auf die specifische, oder auf die relative Wärme anwenden. Es sei c die Capacität einer Gasart bei constantem Druck, m ihre Masse, t die Erhöhung ihrer Temperatur, also cmt die Wärme, die sie verlieren müsste, um auf das ursprüngliche Volumen und die frühere Temperatur zurückzukehren; es sei ferner k ihre Capacität bei gleichem Volumen, t' die Erhöhung der Temperatur, die, wie sich später ergeben wird, aus der Compression auf das ursprüngliche Volumen hervorgeht, so müsste sie $km(t+t')$ verlieren, um wieder die frühere Temperatur zu haben; es ist also

$$cmt = km(t+t')$$

$$k = \frac{t}{t+t'} \cdot c \qquad (1)$$

k also nothwendig immer kleiner als c, oder $\frac{c}{k} = \gamma$ immer grösser als 1.

Die specif. Wärme der Gase vermindert sich bei zunehmendem Druck, und aus diesem Grunde steigt die Temperatur, wenn ein

Gas comprimirt wird, und umgekehrt wird durch schnelle Ausdehnung einer Gasmasse Kälte erzeugt. Ist c die Capacität unter dem Druck p, c' diejenige unter dem Druck p' und γ die Constante, die das Verhältniss der Capacität bei gleichem Druck zu derjenigen bei gleichem Volumen ausdrückt, so ist, nach Poisson

$$c' = c \cdot \left(\frac{p}{p'}\right)^{1-\frac{1}{\gamma}}$$

Wärmecapacitäten starrer Substanzen, welche grössere Massen bilden, nach Regnault, Neumann u. a.

Quarz	0,1913 R	Eisenglanz	0,1669 R	Porphyr	0,2062 R
Adular	0,1861 N	Magneteisen	0,1678 —	Sand	0,1943 —
Albit	0,1961 —	Zinnstein	0,0933 —	Sandstein	0,1921 —
Labrador	0,1926 —	Schwefelkies	0,1275 N	Eis u. Schnee	0,5130
Basalt	0,1938 —	Kupferkies	0,1289 —		Desains
Kalkspath	0,2086 R	Bleiglanz	0,0509 R		
Kreide	0,2148 —	Zinnober	0,0512 —		
Dolomit	0,2174 —	Eisen	0,1138 —		
Anhydrit	0,1772 R	Kupfer	0,0951 —		
Gyps	0,2728 —	Silber	0,0570 —		
Steinsalz	0,2140 R	Gold	0,0324 —		

Kein bis jetzt bekannter starrer oder flüssiger Körper erreicht die Capacität 1 des Wassers.

Die Bestimmung der specif. Wärme der Gasarten ist mit grosser Schwierigkeit verbunden. Die Zahlen der ersten Reihe sind die von Delaroche und Bérard, die der zweiten die von Suerman gegebenen.

Atmosphärische Luft	0,2669 . .	0,3046
Sauerstoffgas . . .	0,2361 . .	0,2750
Stickstoffgas . . .	0,2754 . .	0,3135
Wasserstoffgas . .	3,2936 . .	6,1892
Kohlensäure . . .	0,2210 . .	0,2124
Wasserdampf . . .	0,8470	

Die Gase sind unter dem constanten Druck der Atmosphäre, oder $0^m,76$ Barometerhöhe vorausgesetzt. Es stehen diese Zahlen ziemlich genau im umgekehrten Verhältniss zu den specifischen Gewichten der Gasarten, d. h. die Producte der Capacität der Gasarten mit ihrem specif. Gewicht, oder die relative Wärme der verschiedenen Gasarten bei constantem Druck ist gleich gross. Am besten stimmen mit diesem Gesetz die Capacitäten der drei

ersten Gase überein, nach Dulong auch diejenige des Wasserstoffgases, nach Suerman die der Kohlensäure.

Die relative Wärme der Gase bei constantem Volumen kann wie die specifische aus derjenigen bei constantem Druck durch Division der letzteren mit einer Grösse γ abgeleitet werden. Nach Dulong ist für die vier ersten Gasarten $\gamma = 1{,}421$, woraus auch die Gleichheit ihrer relativen Wärme bei constantem Volumen hervorgeht.

Setzt man in der Formel (1) $t = 1$, so wird $t' = 1 - \gamma = 0^0{,}421$ und drückt die Wärme aus, die von einem Gasvolumen, das sich durch Steigerung seiner Temperatur um 1^0 ausgedehnt hat, wieder abgegeben wird, wenn man es durch Druck auf das ursprüngliche Volumen zurückführt. Durch schnelle und starke Compression einer Luftmasse wird eine so beträchtliche Erhöhung der Temperatur hervorgebracht, dass brennbare Körper sich entzünden.

3. Ausdehnung und Rückzug.

Das Volumen der Körper hängt ab von ihrer Temperatur. Ein Körper *dehnt in der Regel sich aus*, wenn er erwärmt wird, er zieht sich zusammen und erleidet einen *Rückzug*, wenn er erkaltet. In gleichem Verhältniss, als das Volumen sich vermehrt, oder vermindert, wird das specif. Gewicht. kleiner oder grösser.

Die Ausdehnung und der Rückzug geschehen an Körpern, deren Masse nach den drei Hauptdimensionen gleichartig ist, so, dass die Zu- oder Abnahme in jeder Dimension derselben proportional, das neue Volumen also dem früheren ähnlich ist. Nur Krystalle, die nicht dem regularen System angehören, erleiden, wenn sie erwärmt werden, eine geringe Veränderung ihrer Axenverhältnisse. Die Ausdehnung der Längeneinheit heisst die *lineare*, diejenige der Volumeneinheit die *cubische* Ausdehnung eines Stoffes.

Innerhalb der Temperaturgrenzen, in deren Nähe die Stoffe keine Veränderung ihrer Aggregationsform erleiden, zeigt sich die Ausdehnung ziemlich genau der Zunahme der Temperatur proportional; in höheren Temperaturen ist sie jedoch etwas stärker, als in niedrigeren. In der Nähe des Schmelzpunktes eines Stoffes und

seines Ueberganges in Gasform folgt die Ausdehnung meist sehr verwickelten und für jeden Stoff eigenthümlichen Gesetzen. —

Es sei l der lineare Ausdehnungscoefficient, d. h. die Ausdehnung der Längeneinheit einer Substanz für 1^0, so wird die Längeneinheit von 0^0 auf t′ Grade um t′l zunehmen und eine Dimension, die bei 0^0 die Länge L hat, wird bei der Temperatur t′ sein

$$L' = L(1+t'l).$$

Dieselbe Länge L wird bei t″ Temperatur sein

$$L'' = L(1+t''l);$$

angenähert ist daher $L'' = L'[1+(t''-t')]$.

Eben so ist, wenn k den cubischen Ausdehnungscoefficienten bezeichnet, das Volumen eines Körpers, das bei 0^0 gleich V ist, bei t′ und t″ Temperatur

$$V' = V(1+t'k)$$
$$V'' = V(1+t''k)$$

also $V'' = V'[1+(t''-t')k]$.

Es ist aber $(1+l)^3 = 1+k$,

oder $1+3l+3l^2+l^3 = 1+k$,

und da l immer ein sehr kleiner Bruch ist, so dürfen seine höheren Potenzen vernachlässigt werden. Es ist also $k = 3l$, d. h. der cubische Ausdehnungscoefficient ist das Dreifache des linearen.

Die cubische Ausdehnung der atmosphärischen Luft beträgt, nach Magnus und Régnault, für 1^0C 0,00367 oder $\frac{1}{272}$ der Volumeneinheit. Ein Luftvolumen V wird daher bei einer um t Grad höheren Temperatur den Raum $V(1+0{,}00367t)$ einnehmen. Nach dem Gesetz von Mariotte verhält sich die Elasticität einer Luftmasse umgekehrt wie ihr Volumen; wenn daher p den Druck bezeichnet, unter dem die erwärmte Luftmasse ihr grösseres Volumen behält, p′ denjenigen, durch den sie auf das frühere Volumen V zurückgeführt würde, so ist

$$p' : p = \frac{1}{V} : \frac{1}{V(1+0{,}00367t)}$$

also $p' = p+0{,}00367tp$;

die ausdehnende Kraft ist aber gleich derjenigen, die sie aufheben würde, und daher gleich 0,00367tp.

Der Ausdehnungscoefficient des Wasserstoffgases beträgt nach Régnault 0,00366, derjenige des kohlensauren 0,00371.

Alle diese Zahlen gelten für Gase, die unter dem gewöhnlichen Druck der Atmosphäre stehen. Unter höherem Druck wächst der Ausdehnungscoefficient und steigt z. B. unter $3\frac{1}{3}$ Atmosphäre für atm. Luft auf 0,00369, für Kohlensäure auf 0,00385. Auch das Gesetz von Mariotte ist nach Régnault nur angenährt richtig; die atmosph. Luft, Stickgas und Kohlensäure folgen demselben um so genauer, je geringer ihre Dichtigkeit ist, bei zunehmendem Druck dagegen wächst die Dichtigkeit schneller als der Druck.

Die cubische Ausdehnung des reinen Wassers für 1°C beträgt nach Hällström in der Nähe des Siedpunktes 0,00074 der Volumeneinheit bei 0°, im mittleren Theil der hunderttheiligen Skale 0,00045, und wird immer kleiner, je tiefer die Temperatur ist, so dass sie bei 10° nur noch auf 0,00009 steigt, bei 4° null wird und von da bis zum Gefrierpunkt wieder positive Werthe erhält. Ein Wasservolumen von 100° erleidet daher, bei gleichmässig fallender Temperatur, einen immer langsamer fortschreitenden Rückzug, bei 4° wird das Volumen ein Minimum, und von da an bis zum Gefrierpunkt dehnt die Masse sich wieder aus, so dass bei 0° das Volumen ungefähr dasselbe ist wie bei 8°. Bei der Temperatur von 4° besitzt daher das Wasser auch sein höchstes specif. Gewicht, und bei 0°, unmittelbar bevor das Gefrieren beginnt, ist das specif. Gewicht gleich gross wie bei 8°.

Wasser, das aufgelöste Salze enthält, unterscheidet sich von reinem Wasser in der Aenderung seines Volumens vorzüglich durch sein Verhalten in der Nähe des Gefrierpunktes. Mit zunehmendem Salzgehalt fällt, sowohl der Gefrierpunkt, als der Punkt grösster Dichtigkeit auf immer tiefere Temperaturen, oder es stimmen auch beide überein, d. h. das Wasser zieht sich zusammen, bis es anfängt zu gefrieren und erreicht vorher kein Maximum der Dichtigkeit. In dem letzteren Falle befindet sich Meerwasser von 1,027 specif. Gewicht; dasselbe zieht sich, nach Erman, bis —2°,88 C stets zusammen und fängt dann an zu gefrieren.

Auch die cubische Ausdehnung starrer Körper ist in höheren Temperaturen grösser, als in tieferen; man kennt aber von der Mehrzahl derselben nur die Zunahme des Volumens von 0° bis

100° mit einiger Genauigkeit. Diese Zunahme beträgt auf die Volumeneinheit für

Granit	0,00253	Adie
Carrar. Marmor	0,00196	Adie
Schwarzer Kalkstein	0,00128	Dunn & Sang
Sandstein	0,00516	Tolten
Thon	0,00137	Adie
Gusseisen	0,00337	Adie
Eis	0,01125	Brunner.

Die Intensität der ausdehnenden Kraft bei Flüssigkeiten und starren Körpern ist, so wie diejenige des Rückzugs im Erkalten, nicht bekannt, jedenfalls aber sehr gross, da bis jetzt keine Kraft bekannt ist, die ihr Widerstand leisten könnte.

In flüssigen und gasförmigen Körpern entstehn, in Folge der Erwärmung durch eine von unten her wirkende Wärmequelle, innere Strömungen, indem die ausgedehnte und hiedurch specifisch leichter gewordene Flüssigkeit an der Oberfläche eine horizontale Schicht zu bilden strebt, daher aufwärts steigt und durch niedersinkende schwerere Flüssigkeit ersetzt wird. Dieselbe Bewegung beginnt von oben her, wenn die Flüssigkeit an der Oberfläche erkaltet und hiedurch specifisch schwerer wird.

4. Schmelzpunkt und Gefrierpunkt.

Starre Körper werden in höheren Temperaturen flüssig, oder sie schmelzen, und umgekehrt werden flüssige Stoffe in tieferen Temperaturen starr, d. h. sie gefrieren; der Aggregatzustand eines Stoffes ist also keine wesentliche Eigenschaft desselben, sondern wird bedingt durch die Temperatur.

Der Schmelzpunkt, oder die Temperatur, bei welcher ein starrer Körper flüssig wird, ist für jeden Stoff ein eigenthümlicher und unveränderlicher. Es fällt nach Pouillet der Schmelzpunkt von

Quecksilber auf	— 39°
Wasser	0
Schwefel	114
Zinn	230
Blei	320
Silber	1000
Gold	1250
Stahl	1400
Eisen	1600

Der Schmelzpunkt der augitischen Laven kann ungefähr demjenigen des Stahls gleichgesetzt werden; denjenigen des Basalts bestimmte Bischof auf 1560°. Die Kieselerde und viele, besonders Talkerde haltende Silicate schmelzen nur im stärksten künstlichen Feuer, und ihr Schmelzpunkt liegt jedenfalls höher, als der des Eisens. Flüssige Kieselerde lässt sich wie Glas in Fäden ziehen (Gaudin). — Die Schmelzung strengflüssiger Stoffe kann befördert werden durch ihre Mengung mit Flussmitteln oder Zuschlägen, d. h. mit Substanzen, die sich mit ihnen zu leichtflüssigen Verbindungen vereinigen. So schmilzt z. B. die Kieselerde leicht mit alkalischen Salzen, mit Kalkstein oder Flussspath; sie verflüchtigt sich in einer Hitze, die dem Schmelzpunkt des Eisens gleichkommt, unter dem Einfluss von Wasserdämpfen (Jeffreys). Ebenso verhält sich die für sich nicht verdampfbare Boraxsäure. — Viele chemische Verbindungen schmelzen nur unter starkem Druck, weil ohne diesen in der höheren Temperatur eine Zersetzung erfolgen und die einen Bestandtheile Gasform annehmen würden. Auf diese Weise gelang es J. Hall, zerriebene kohlensaure Kalkerde, von Kreide, Muschelschalen, Kalkstein herrührend, zu einer festen marmorähnlichen Masse zu schmelzen, indem er sie in Flintenläufe verschlossen glühte.

Der Gefrierpunkt fällt zusammen mit dem Schmelzpunkt, ist aber weniger constant. Wasser kann, bei vollkommener Ruhe und anderen begünstigenden Umständen, bis auf —12° (Gay-Lussac) und selbst bis auf —14°,2 (Dalton) erkältet werden, bevor es gefriert. — Aufgelöste Salze werden von dem gefrierenden Wasser grösstentheils ausgeschieden, so dass das Eis, obgleich es nicht chemisch reines Wasser liefert, doch dem Geschmack ohne Salzgehalt erscheint, während die es umgebende, nicht gefrorne Flüssigkeit eine concentrirtere Salzauflösung wird. — Die einen Stoffe dehnen, wenn sie erstarren, sich aus, z. B. Wasser, Wismuth, Gusseisen; andere erleiden einen Rückzug, z. B. Schwefel, Gold, Quecksilber. Die Ausdehnung, die das Wasser zeigt, wenn es in Eis übergeht, lässt sich aus dem specifischen Gewicht des Eises bestimmen; dieses schwankt aber, wegen eingeschlossener Luftblasen, zwischen 0,90 und 0,95, die Ausdehnung also zwischen 0,111 und 0,053. Die Kraft der Ausdehnung, welche das Wasser

im Gefrieren ausübt, ist so stark, dass 2 bis 3 Zoll dicke kupferne und eiserne Kugelschalen zersprengt werden. — Den Rückzug, den geschmolzener Basalt im Erstarren erleidet, fand Bischof, wenn die erstarrte Masse glasig war, gleich 0,0521, wenn sie krystallinisch war, gleich 0,1046 des Volumens im flüssigen Zustand. Auch andere Silicate zeigen, wenn sie krystallinisch erstarrte Massen bilden, einen stärkeren Rückzug, als wenn sie zu Glas erstarren; so ist das Réaumur'sche Porcellan (I. 137) specifisch schwerer, als das Glas, aus dem es hervorgeht; die halbkrystallinische Lava von Teneriffa ist schwerer, als die zu Glas umgeschmolzene, oder als der Obsidian (Deville).

5. Dampfbildung.

Der Uebergang flüssiger und starrer Substanzen in Gasform, oder ihre Verdampfung, findet an der Oberfläche derselben bei jeder Temperatur statt. Nicht nur Wasser bildet bei jeder Temperatur Dämpfe, sondern auch Eis bei Temperaturen, die den Gefrierpunkt des Quecksilbers erreichen. — Von jeder Dampfart kann in einem leeren Raume, z. B. in der Torricellischen Leere des Barometers, nur ein gewisses, durch die Temperatur bedingtes Quantum bestehen, das durch seine Elasticität oder Tension, d. h. durch die Höhe der Quecksilbersäule, mit welcher diese Elasticität im Gleichgewicht steht, gemessen und ausgedrückt werden kann; es wird nämlich das Barometer, dessen geschlossener Raum über dem Quecksilber Dampf enthält, gegen den Stand eines genauen Barometers um so viel tiefer stehn, als die Tension des Dampfes beträgt. Enthält ein Raum dieses Maximum der Dampfmenge, ist er damit gesättigt, und versucht man mehr Dampf in denselben zu bringen, als die Sättigung erfordert, oder wird, was dasselbe ist, der gesättigte Raum verkleinert, so kehrt der ganze Betrag des überschüssigen Dampfes in die flüssige oder starre Form zurück; er bildet einen Niederschlag. Die von dem Dampf ausgeübte Tension ist jedoch unabhängig von der Grösse des Raumes, und im Falle der Sättigung bei gleicher Temperatur constant.

Ein Raum kann mit einer Dampfart gesättigt sein und dennoch neue Dämpfe oder Gase anderer Art aufnehmen; die Tension des Dampfgemenges wird dann gleich der Summe der Tensionen, die

jede Dampf- oder Gasart ausüben würde, wenn sie sich allein im leeren Raume befände. Die verschiedenen Dämpfe und Gase ordnen sich ferner in dem gemeinschaftlichen Raume keineswegs, wie tropfbare Flüssigkeiten, nach ihrem specifischen Gewicht schichtweise über einander, sondern es verbreitet sich jede durch den ganzen Raum so, dass jeder Raumtheil ein Gemenge aller darin vorkommenden Gase und Dämpfe enthält. Die Dampfmenge, die in einem bereits mit anderen Gasen erfüllten Raume sich bildet, ist gleich derjenigen, die, bei gleicher Temperatur, im leeren Raum sich bilden würde; der vorhandene Gasgehalt des Raumes wirkt nur verzögernd auf die neue Dampfbildung ein. Während nämlich ein leerer Raum beinah augenblicklich von dem Dampf der Flüssigkeit oder des starren Körpers, den man in denselben bringt, erfüllt wird, verbreitet sich in einem gaserfüllten der neue Dampf nur langsam, es befindet sich die zunächst an den verdampfenden Körper angrenzende Raumschicht meist in gesättigtem Zustande, und die Dampfbildung wird unterbrochen, bis der Dampf dieser Schicht, entweder durch seine eigene Ausdehnsamkeit, oder durch äusseren Anstoss, sich vermindert hat.

Die Elasticität der Dämpfe ist, bei einer gegebenen Temperatur, je nach der Dampfart sehr verschieden; sie kann so gering sein, dass gar keine Dampfbildung statt findet, weil Cohäsion, Schwere und der Widerstand bereits vorhandener Gase sie zu unterdrücken vermögen. Hieraus glaubt Faraday es erklärbar, dass die Atmosphäre keine Dämpfe der Mehrzahl starrer Stoffe der Erdfläche zu enthalten scheint. — Je höher aber die Temperatur ist, desto mehr wächst die Elasticität des sich bildenden Dampfes, und desto grösser ist zugleich die Dampfmenge, die ein Raum bis zur Sättigung aufzunehmen vermag. Befindet sich ein gesättigter Raum nicht in Berührung mit der Flüssigkeit oder dem starren Körper, welche bei erhöhter Temperatur den zur neuen Sättigung erforderlichen Dampf abgeben könnten, so dehnt der vorhandene Dampf sich aus wie andere Gasarten (8), oder steigert, in fest begrenzten Räumen, seinen Druck auf die Wände nach dem Gesetz von Mariotte. Ist aber eine hinreichende Menge von Flüssigkeit oder starrem Stoffe vorhanden, so bildet sich so viel neuer Dampf, bis die Elasticität der höheren Temperatur entspricht. Nach Régnault

besitzt der Wasserdampf, wenn der Raum fortwährend mit Wasser in Berührung steht, für die beistehenden Temperaturen folgende Elasticitäten:

Temperatur.	mm.
— 30	0,37
— 20	0,84
— 10	1,96
0	4,60
10	9,16
20	17,39
30	31,55
40	54,91
50	91,98
60	148,79
70	233,09
80	354,64
90	525,45
100	760,00

Für höhere Temperaturen wird die Elasticität f in Atmosphären von 760^{mm} Druck ziemlich gut dargestellt durch die empirische Formel von Arago und Dulong

$$f = (1 + 0{,}7153\ t)^5$$

oder, nach genauerer Prüfung von Spasky,

$$f = (1 + 0{,}719\ t)^{4{,}9987}$$

worin t den Ueberschuss der Temperatur über 100 in Hunderteln ausdrückt, so dass z. B. für 287 Thermometergrade $t = 1{,}87$.

Andere Formeln sind von Prony, Schmidt, Kämtz, Egen, Ivory, Biot u. A. versucht worden.

Unter der Voraussetzung ferner, dass, nach dem Gesetz von Mariotte, die Dichtigkeit des gesättigten Wasserdampfes sich wie seine Elasticität verhalte, ist, wenn d,d′ die Dichtigkeiten des gesättigten Wasserdampfes bei den Temperaturen t,t′ und unter dem Druck, oder mit der Tension h,h′ und a den Ausdehnungscoefficienten bezeichnet,

$$d' = d\,\frac{h'}{h} \cdot \frac{1 + at}{1 + at'}$$

so dass, da d, t und h durch directe Beobachtung gegeben sind,

sich für jedes andere t' und h' der Werth von d' und hieraus auch das entsprechende Volumen, sowie das Gewicht der Volumeneinheit des Dampfs berechnen lässt. Die Resultate der Rechnung zeigen, dass die Dichtigkeit des Wasserdampfs in niedrigen Temperaturen äusserst gering ist, bei steigender Temperatur aber, so wie die Elasticität, wächst und sich der Einheit, d. h. der Dichtigkeit des flüssigen Wassers, nähert. Wird umgekehrt die Temperatur eines gesättigten Raumes erniedrigt, so schlägt sich so viel Dampf, als Flüssigkeit oder in starrem Zustande, nieder, bis die Sättigung der tieferen Temperatur entspricht. Ist der Raum nicht gesättigt, wenn die Temperatur fällt, so vermindert sich, entweder das Volumen des Dampfes, wenn nämlich derselbe durch bewegliche Wände, z. B. in einer Glasröhre durch Flüssigkeit, gesperrt und der äussere Druck constant ist, oder seine Elasticität, wenn der Raum feste Wände hat, bis der Sättigungspunkt erreicht ist, und dann erst erfolgt, bei noch tiefer fallender Temperatur, ein Niederschlag.

Besitzt der vom Dampf erfüllte Raum an verschiedenen Stellen ungleiche Temperaturen, so werden auch die Tensionen des Dampfs ungleich, und das Gleichgewicht der Dämpfe wird ein gestörtes sein. Zur Herstellung desselben muss die Tension an allen Stellen der schwächsten Tension, d. h. derjenigen des an der kältesten Stelle befindlichen Dampfes, gleich werden, und es wird daher von dem gesättigten Dampf der wärmeren Stellen sich so viel condensiren, bis durch genügendes Herabgehn unter den Sättigungsgrad jene Bedingung erfüllt ist.

Das Volumen des Dampfes ist in der Regel sehr viel grösser, seine Dichtigkeit daher weit geringer, als das Volumen und die Dichtigkeit der Flüssigkeit, aus der er entstanden ist. Durch directe Messung fand Gay-Lussac, dass bei 100° Temp. 1 Gramm, d. h. 1 Cubikcentimeter Wasser 1696 Cubikcentimeter Dampf gebe, die Dichtigkeit des Wassers zu der des Dampfs bei jener Temperatur und unter dem Druck von $0^m,76$ sich also verhalte wie 1696 : 1. Es ergibt sich hieraus das Gewicht von 1 Cubikcentimeter Dampf gleich $\frac{1 \text{ gr.}}{1696}$ und, da auch das Gewicht trockner atmosphärischer Luft bei 100° Temperatur und $0^m,76$ Druck bekannt ist, so findet

man, dass, bei dieser Temperatur und dem angeführten Druck, die Dichtigkeit des Wasserdampfs ungefähr $^5/_8$ derjenigen der Luft sei. Sofern nun der Ausdehnungscoefficient des Wasserdampfs gleich ist demjenigen der atmosphärischen Luft, und beide Gasarten unter dem Gesetz von Mariotte stehn, wird auch bei einer höheren Temperatur und unter schwächerem Druck die Dichtigkeit des in diesem Fall nicht mehr gesättigten Wasserdampfs nur $^5/_8$ derjenigen der Luft bei gleicher Temperatur und gleichem Druck sein, da die Volumen beider Gasarten sich nach denselben Verhältnissen verändern.

6. Siedpunkt.

Für jede Flüssigkeit gibt es eine Temperatur, bei welcher die Dampfbildung plötzlich sehr viel stärker als bei niedrigeren Temperaturen erfolgt. Diese energische Dampfentwicklung heisst das Kochen oder Sieden; die Temperatur, bei welcher sie eintritt, der Siedpunkt. Während in Temperaturen, die tiefer als der Siedpunkt sind, die Dampfbildung nur an der Oberfläche der Flüssigkeit vorgeht, und auch wohl als Verdunstung von derjenigen des Siedens unterschieden wird, findet sie im Sieden im Innern der Flüssigkeit selbst statt, und der gebildete Dampf steigt in Blasen durch diese aufwärts. Es setzt diese Dampfbildung voraus, dass die Elasticität des Dampfs den Druck, den die Flüssigkeit auf ihn ausübt, zu überwinden vermöge, und sofern die Flüssigkeit selbst unter einem äusseren Druck, z. B. der Atmosphäre, steht, muss die Elasticität diesem Druck wenigstens gleich, die Temperatur daher um so höher sein, je grösser derselbe ist. Die Erfahrung bestätigt diese Folgerung.

Bei dem mittleren Druck der Atmosphäre im Niveau des Meeres, d. h. bei $0^m,76$ oder 28 Zoll, siedet das Wasser bei 100^0C.; unter einem Druck von 10 Atmosphären erst bei 180^0; in Bern, wo der mittlere Luftdruck $0^m,713$ beträgt, siedet das Wasser bei $98^0,4$; auf dem St. Bernhard, unter einem mittleren Drucke von $0^m,563$, bei $91^0,8$; auf dem Montblanc fanden Bravais und Martins das Barometer auf $0^m,4237$ und den Siedpunkt bei $84,4$. — Durch Aenderung des Luftdrucks um 1 fr. Zoll ändert sich in der Nähe des mittleren Luftdrucks der Siedpunkt um $0^0,996$ Egen. Oder es

entspricht nach Forbes, bei einer Mitteltemperatur der Luftsäule von 0°, jeder Erhebung von 301m,5 oder 928,1 fr. Fuss eine Erniedrigung des Siedpunktes um 1° C. — Durch mechanische Beimengungen wird der Siedpunkt des Wassers nicht verändert, wohl aber durch Substanzen, die sich als aufgelöste chemisch mit dem Wasser verbinden. Der Siedpunkt einer Salzauflösung steigt um so höher, je grösser der Salzgehalt ist. Es wird demnach in der Tiefe des Meeres der Siedpunkt sowohl durch den zu dem atmosphärischen hinzutretenden Druck der Wassersäule, als durch den Salzgehalt erhöht.

Unter einem Druck von 0m,76 fällt der Siedpunkt von

Erdöl	auf	85° C	Mitscherlich
Phosphor	»	290	—
Schwefel	»	316	—
Quecksilber	»	360	—

7. Latente Wärme.

Ein Thermometer, in eine Schnee- oder Eismasse von 0° Temperatur getaucht, welche von einer Flamme oder anderen Wärmequelle fortdauernd Wärme erhält, bleibt constant auf 0°, bis alles Eis, das die Thermometerkugel umgibt, geschmolzen ist. Die zuströmende Wärme wirkt nicht auf das Thermometer ein, sondern wird nur auf das Schmelzen verwendet. Ein ähnlicher Wärmeverlust zeigt sich während des Schmelzens anderer Stoffe. Man heisst diese für das Gefühl und das Thermometer verschwindende Wärme latente oder gebundene Wärme, im Gegensatz der auf das Thermometer einwirkenden freien Wärme. — Setzt man, umgekehrt, in einem Raume, dessen Temperatur z. B. auf —10° stehe, zwei Gefässe aus, das eine mit Wasser, das andere mit Quecksilber gefüllt, beide auf 0°, so werden beide von ihrer höheren Wärme an den Raum abgeben; ein Thermometer in dem flüssig bleibenden Quecksilber fällt auch wirklich fortdauernd bis auf —10°, das Wasser aber bleibt, während es gefriert, stets auf 0°; die Wärme, die es verliert, wird also gleichmässig ersetzt, und die Quelle dieser Wärme kann nur in dem Act des Gefrierens gesucht werden, in der Entbindung freier Wärme, im Gegensatz der Bindung von Wärme im Act der Schmelzung.

Nach der Bestimmung von Provostaye und Desains erhält man aus gleichen Gewichten Eis von 0° und Wasser von 79° oder genauer 79°,25 Temperatur, nach der Schmelzung des Eises, Wasser von 0°: es werden daher durch das Schmelzen des Eises 79° Wärme latent, oder so viel, als erforderlich wäre, um ein gleiches Gewicht Wasser von 0° auf 79°, oder um das 79fache Gewicht Wasser von 0° auf 1° zu erwärmen; oder, eine Wärmemenge, die ein Gewicht Wasser von 0° auf 1° erwärmt, würde $\frac{1}{79}$ dieses Gewichts Eis von 0° schmelzen und in Wasser von 0° verwandeln. Dieselbe Menge von Wärme wird wieder frei, wenn Wasser von 0° gefriert, oder gleiche Gewichte Eis von —79° und Wasser von 0° Temperatur würden eine Eismasse von 0° geben.

Die latente Wärme von Blei wurde von Rudberg gleich 5°,858, diejenige von Zinn gleich 13°,314 gefunden.

Dieselben Erscheinungen wiederholen sich auf der oberen Stufe der Aggregationsveränderung in noch stärkerem Maasse. Es wird Wärme latent, wenn ein Stoff in Dampf übergeht, und gleich viel Wärme wird wieder frei, wenn er aus der Dampfform in den flüssigen oder festen Aggregationszustand zurückkehrt. Siedende Flüssigkeiten erwärmen sich daher, bei fortdauernd zuströmender Wärme, nicht über ihren Siedpunkt, indem alle Wärme, die sie aufnehmen, auf die Dampfbildung verwendet wird. — Auch durch die Verdampfung in niedrigeren Temperaturen wird Kälte erzeugt. Configliachi erhielt im leeren Raum, bei einer Temperatur von 15°, durch Befeuchtung der mit Baumwolle umwickelten Thermometerkugel mit Wasser eine Kälte von —41°, mit Schwefeläther von —51°, wenn, zur Beschleunigung der Dampfbildung, die entstandenen Dämpfe durch Vitriolöl verschluckt wurden. Starre Kohlensäure erzeugt durch Verdampfung bei einer Temperatur von 30° im luftleeren Raum eine Kälte von —93°,3 Mitchell. — Unter gewöhnlichem Luftdruck sinkt das Thermometer, in vollkommen trockner Luft, wenn die Kugel mit Baumwolle umwickelt und durch Wasser befeuchtet wird, nach Gay-Lussac

bei 0° C.	um	5°,82
- 5	-	7,27
- 10	-	8,97
- 15	-	10,82
- 20	-	12,73
- 25	-	14,70

In nicht trockner Luft schreitet die Dampfbildung um so langsamer fort, die Depression der Temperatur ist daher um so geringer, je näher sich der Raum dem Zustande der Sättigung befindet.

Die Menge der latenten Wärme in den Dämpfen hängt ab von ihrer Temperatur. Im Wasserdampf ist die Summe der latenten und der freien Wärme constant und beträgt nach Clément und Desormes 650°, nach Despretz 631°, im Mittel 640°. Der Dampf von 100° Temperatur enthält daher 540° latente Wärme, oder ein Gewicht Wasserdampf von 100° vermag, wenn es sich verdichtet, die Temperatur des 540fachen Gewichtes Wasser um 1° zu erhöhen; Dampf von 40° enthält 600° latente Wärme; Dampf von 0° enthält 640° latente Wärme; Dampf von 300° dagegen nur 340° u. s. f. Diese grosse Menge latenter Wärme ist Ursache der starken Erhitzung, die durch Condensation von Wasserdampf hervorgebracht wird. Wasser von 0°, in welches Wasserdampf geleitet wird, geräth nach kurzer Zeit ins Sieden.

8. Leitung der Wärme.

Wenn die Temperatur in verschiedenen Theilen eines Körpers ungleich ist, so steigt sie in denjenigen tieferer Temperatur und fällt in denjenigen, wo sie höher ist, bis die Temperatur aller Theile gleich geworden ist. Diese Endtemperatur T ist, unter der Voraussetzung, dass der Körper homogen sei und während der Ausgleichung keinen Verlust oder neuen Zufluss von Wärme von Aussen erleide, nach dem Gesetz von Richmann gleich der Mitteltemperatur desselben, d. h. gleich der Summe der Producte aller Massen m, m′, m″,... mit ihren Temperaturen t, t′, t″,... dividirt durch die Summe der Massen, oder

$$T = \frac{mt + m't' + m''t'' \ldots}{m + m' + m'' \ldots}$$

Diese Ausgleichung stellt sich am einfachsten dar als ein Fortströmen oder eine Fortleitung der Wärme von den wärmeren Theilen des Körpers nach den kälteren. Substanzen, in welchen diese Strömung schneller vor sich geht, heissen gute, solche, in denen sie nur langsam erfolgt, schlechte Wärmeleiter. Metalle gehören unter den starren Substanzen zu den besten, Glas, die mei-

sten Steinarten und Erden zu den weniger guten, Kohle und lockere oder poröse Substanzen zu den schlechtesten Wärmeleitern.

Es sei ein starrer Körper begrenzt durch zwei parallele Flächen von unbestimmter Ausdehnung, die untere Fläche besitze durch fortdauernde Zuströmung von Wärme aus irgend einer Wärmequelle die constante Temperatur a, die obere, durch Ableitung der ihr zuströmenden Wärme, die constante Temperatur b, so wird auch im Innern die Temperatur in jedem Abstand von der unteren Fläche constant sein und zwischen a und b fallen; es wird ferner der Körper in gleichen Zeiten an der oberen Fläche gleich viel Wärme abgeben, als er an der unteren aufnimmt, und dieselbe Wärmemenge wird in der gleichen Zeit auch durch jeden mit den zwei Flächen parallelen Schnitt strömen.

Unter der Voraussetzung, dass die Wärmemenge, die eine den zwei Flächen parallele Schicht der zunächst angrenzenden in der Zeiteinheit abtritt, sich direct verhalte, wie die Differenz ihrer Temperaturen, lässt sich auch das Gesetz der Wärmeabnahme zwischen a und b bestimmen. Man bezeichne die Wärmemengen, die zwei verschiedene Schichten abgeben, durch f, f', die Temperaturen der beiden Schichten durch t, t', die Temperaturen der zunächst oberhalb liegenden Schichten durch τ, τ', so ist

$$f : f' = t - \tau : t' - \tau'$$

und, da $f = f'$, $t - \tau = t' - \tau'$

d. h. wenn der Körper durch parallele Flächen in sehr dünne Schichten von gleicher Dicke getheilt wird, so nimmt von unten nach oben die Temperatur von Schicht zu Schicht um gleich viel ab, und es muss daher, wenn e die Gesammtdicke des Körpers, z den Abstand einer Schicht von der unteren Fläche bezeichnet, sein

$$a - t : a - b = z : e$$

$$\text{also} \qquad t = a - \frac{a - b}{e} . z, \qquad (1)$$

oder es muss die Abnahme der Temperatur von unten nach oben sich direct verhalten wie die Erhebung über die Grundfläche.

Bezeichnet man mit δ den Abstand zweier Schnitte, so folgt ferner aus (1), dass

$$t - \tau = \frac{a - b}{e} . \delta$$

In einem zweiten Körper derselben Substanz, für welchen a', b', e' die Bedeutung der analogen Buchstaben haben, und s, σ die Temperaturen zweier um δ abstehenden Schnitte bezeichnen, ist ebenfalls

$$s - \sigma = \frac{a' - b'}{e'} \cdot \delta$$

Heisst man daher f, f' die Wärmemengen, die in beiden Körpern in der Zeiteinheit durch einen Schnitt strömen, so ist, weil wieder

$$f : f' = t - \tau : s - \sigma$$

$$f : f' = \frac{a - b}{e} : \frac{a' - b'}{e'}$$

Setzt man $a' = 1^0$, $b' = 0^0$, $e' = 1$, und bezeichnet durch k die Wärme, welche in der Zeiteinheit in diesem Körper durch die Flächeneinheit eines Schnittes strömt, so ist

$$f = k \cdot \frac{a - b}{e} \qquad (2)$$

und lehrt die Wärmemenge f kennen, welche in jedem anderen Körper von gleicher Substanz aber ungleichen begrenzenden Temperaturen durch die Flächeneinheit geht. Die Grösse k, welche für ungleiche Substanzen sehr verschieden ist, heisst das specifische Leitungsvermögen der Substanz und kann durch eine Zahl ausgedrückt werden, deren Einheit die relative Wärme des Wassers sein kann, d. h. die Wärmemenge, welche die Volumeneinheit Wasser von 0^0 auf 1^0 erwärmt, so dass die Wärmemenge f also f Volumeneinheiten Wasser von 0^0 auf 1^0 erwärmen, oder $\frac{f}{79}$ Volumeneinheiten Eis von 0^0 in Wasser von 0^0 verwandeln würde, wenn das ungleiche specifische Gewicht von Wasser und Eis nicht berücksichtigt wird. Das Verhältniss $\frac{a - b}{e}$ gibt die Temperaturdifferenz für die Einheit des Abstandes zweier Schichten an.

Gesetzt, die obere Fläche stehe in Berührung mit einem anderen Stoff von der constanten Temperatur B, z. B. mit atmosphärischer Luft, und die Wärmemenge, die durch sie austrete, sei h (b—B), wo h das äussere Leitungsvermögen oder die Wärmemenge

bezeichnet, die in der Zeiteinheit aus der Flächeneinheit des Körpers austritt, wenn $b - B = 1^0$ ist, so muss

$$k \cdot \frac{a - b}{e} = h\,(b - B)$$

sein. Substituirt man den aus dieser Gleichung folgenden Werth von b in der Gleichung (1), so wird

$$t = a - \frac{h\,(a - B)}{he + k} \cdot z \qquad (3)$$

Wenn man das specifische Leitungsvermögen des Goldes = 1000 setzt, so ist nach Despretz dasjenige von

Kupfer	898,2
Eisen	374,2
Blei	179,6
Marmor	23,6
Porcellan	12,2
Ziegelmasse	11,4

Das Leitungsvermögen flüssiger und gasförmiger Körper ist schwierig zu bestimmen, weil die inneren Bewegungen der Flüssigkeit, welche durch die Ungleichheit des specifischen Gewichts erzeugt werden, in weit höherem Grade, als die Fortleitung der Wärme, zur Ausgleichung der Temperatur beitragen. Neuere Versuche beweisen, dass die Wärmeleitung in flüssigen Substanzen, wenn die Bewegung ihrer Theile verhindert wird, denselben Gesetzen gehorche, wie in starren, das Leitungsvermögen derselben aber weit geringer als das der schlechtesten starren Leiter sei. Noch schwächer, als dasjenige flüssiger Substanzen, scheint das Leitungsvermögen der Gase.

Stehn zwei verschiedenartige Substanzen von ungleicher Temperatur in inniger Berührung, so findet eine Fortpflanzung der Wärme durch Mittheilung statt; der kältere Körper erwärmt sich auf Unkosten des wärmeren. Die aus dem einen Körper in den anderen übergehende Wärmemenge hängt ab: 1, von der Anzahl der berührenden Punkte, und ist um so grösser, je grösser diese Anzahl ist; 2, von dem Leitungsvermögen oder der Beweglichkeit der beiden Substanzen, da nämlich auch in diesem Fall die Mittheilung um so schneller erfolgt, je grösser die Temperaturdifferenz an der Berührungsfläche ist, diese Differenz aber, bei grossem Leitungsvermögen der Körper, oder wenn der eine, z. B. atmosphärische

Luft oder Wasser, an der Berührungsfläche stets erneuert wird, bis zur Ausgleichung möglichst gross bleibt; 3, von der Wärmecapacität der Substanzen, weil der sich erwärmende Körper bei geringer Capacität an der Berührungsfläche schneller die Temperatur des erkaltenden erreicht, als bei grosser Capacität; 4, von dem Volumen der beiden Körper, indem mit dem Volumen auch die Zeit wächst, die zur Herleitung der entfernteren Wärme, oder zur Fortpflanzung nach den entfernteren kalten Theilen erforderlich ist.

9. Strahlung der Wärme.

Wie aus leuchtenden Körpern das Licht, *strahlt* aus jedem Körper, der freie Wärme enthält, er mag leuchtend oder dunkel sein, die Wärme nach allen Richtungen aus und durchdringt den leeren Raum oder die Substanzen, die ihr den Durchgang gestatten, *diatherman* sind, ohne sie zu erwärmen, mit einer Geschwindigkeit, die nur mit derjenigen des Lichts verglichen werden kann. Während dieser Ausstrahlung erniedrigt sich die Temperatur des strahlenden Körpers, er *erkaltet*, sofern nicht fortwährend neue Wärme in ihm erzeugt wird. — Die Fortpflanzung der Wärme nach einer von der Wärmequelle aus gehenden Richtung wird durch einen in diese Richtung gestellten *athermanen*, d. h. die Wärme nicht durchlassenden Schirm sogleich unterbrochen und geschieht daher in geraden Linien oder *Wärmestrahlen*.

Das *Ausstrahlungs-* oder *Emissionsvermögen* der Körper, gemessen durch die Wärmemenge, welche unter gleichen Verhältnissen der Temperatur in der Zeiteinheit aus der Flächeneinheit ausströmt, hängt ab von der Beschaffenheit der Oberfläche des strahlenden Körpers. Setzt man das Maximum der Ausstrahlung gleich 100, so ist dieselbe, wenn der Körper successiv mit verschiedenen Substanzen überzogen wird und unter gleichen Temperaturverhältnissen erkaltet, bei einer Oberfläche von Lampenruss = 100, von Bleiweiss = 100, von Schreibpapier = 98, von Glas = 90, von Eis = 85, von Graphit = 75, von mattem Blei = 45, von polirten Metallflächen = 12 und noch geringer.

Die Intensität der ausgestrahlten Wärme nimmt ab im Verhältniss des Quadrats der Entfernung von der Wärmequelle; sie

hängt ferner ab von dem Winkel, unter welchem die Strahlen von der Wärme aussendenden Fläche ausgehn, und verhält sich direct wie der Cosinus des Winkels, den der Strahl mit der auf jene Fläche gezogenen Normale bildet; daher z. B. die Wärme, die von einer Halbkugel in der Richtung des durch ihre Mitte gezogenen Halbmessers ausströmt, nicht verschieden ist von derjenigen, welche die Kreisebene, wodurch die Halbkugel begrenzt wird, in gleicher Richtung ausstrahlen würde.

Trifft die Wärme in ihrem Fortgang auf Körper, die nicht diatherman sind, so wird sie an ihrer Oberfläche reflectirt und in neue Richtungen abgebogen, ohne auf den zurückwerfenden Körper einzuwirken; oder sie wird von denselben aufgenommen, absorbirt, und erhöht ihre Temperatur.

Das Absorptionsvermögen der Körper, dessen Maass die in der Zeiteinheit durch die Flächeneinheit aufgenommene Wärmemenge ist, hängt, unter übrigens gleichen Verhältnissen, ebenfalls ab von der Beschaffenheit der Oberfläche, und ist gleich dem Emissionsvermögen; d. h. so viel Wärme ein erkaltender Körper in einer gegebenen Zeit ausstrahlt, eben so viel nimmt er bei umgekehrtem Temperaturverhältniss wieder auf, wenn er sich durch zuströmende Wärme erwärmt. Die Einwirkung der Strahlen auf den Körper hängt aber auch ab von dem Winkel, unter welchem die Strahlen auf die Oberfläche einfallen. Die Intensität ist am stärksten, wenn die Strahlen senkrecht einfallen, und vermindert sich bei zunehmender Neigung derselben: sie verhält sich wie der Sinus des Winkels, den der Strahl mit der Fläche bildet, oder wie der Cosinus des Winkels zwischen dem Strahl und der Normale. — Die Wärme verschiedenartiger Wärmequellen wird von demselben Körper in ungleichem Verhältniss absorbirt: mit Bleiweiss überzogene Körper absorbiren beinah alle Wärme, die von Quellen geringer Temperatur ausstrahlt; von derjenigen aus Quellen hoher Temperatur nur die Hälfte; mit Russ bedeckte Flächen absorbiren beinah alle Wärme jeder Wärmequelle; Metallflächen werfen dagegen die Wärme aller Quellen gleich stark zurück; es verhalten sich weisse, schwarze und metallische Flächen gegen die Wärme, wie farbige, schwarze und weisse Flächen gegen das Licht.

Das Reflexionsvermögen steht zu dem Absorptionsvermögen nicht diathermaner Körper in einem complementären Verhältniss. Polirte Metalle, welche von den auffallenden Strahlen nur $^{12}/_{100}$ absorbiren, reflectiren die $^{88}/_{100}$ des Restes; mit Russ bedeckte Flächen reflectiren so viel, als gar keine Wärme; Glas reflectirt nur etwa $^1/_9$ derjenigen, die polirter Messing oder Silber zurückwerfen. — Die Wärmereflexion folgt übrigens denselben Gesetzen, wie die Lichtreflexion; der einfallende Strahl liegt mit der Normale und dem zurückgeworfenen Strahl in derselben Ebene, und der Einfallswinkel ist gleich dem Reflexionswinkel. Es können daher Wärmestrahlen eben so wie Lichtstrahlen durch Hohlspiegel, die aber metallene sein müssen, in Brennpunkten vereinigt werden.

Wenn in einem geschlossenen Raume, dessen Wände von aussen her auf einer constanten Temperatur erhalten werden, sich Körper von höherer und tieferer Temperatur befinden, so erkalten die einen, die anderen erwärmen sich, bis die Temperatur aller stationär und derjenigen der Wände gleich geworden ist. Es lässt dieser Hergang sich erklären durch die Annahme, dass die Strahlung nur so lange daure, als die ausströmenden Wärmestrahlen auf Körper von tieferer Temperatur treffen, dass aber, bei gleich gewordener Temperatur, die Dehnkraft der Wärme in jedem Körper im Gleichgewicht gehalten werde durch die Dehnkraft derjenigen seiner Umgebung. Nach der von Prévost aufgestellten Hypothese des beweglichen Gleichgewichts der Temperatur wird jedoch gewöhnlich angenommen, die Strahlung finde unter allen Verhältnissen und aus allen Körpern statt, ein erkaltender Körper strahle mehr Wärme aus, als er von der Umgebung zurückerhalte, ein sich erwärmender weniger, und im Zustande gleich gewordener Temperatur werde die Emission in jedem Körper compensirt durch die Absorption. — Es ist diese zweite Vorstellung von Fourier, Laplace, Poisson zur Grundlage ihrer mathematischen Theorien gewählt worden.

10. Durchgang durch diathermane Mittel.

Der Durchgang der Wärmestrahlen durch diathermane Substanzen ist in der Regel mit einem grösseren oder geringeren Ver-

lust verbunden, indem ein Theil der Wärme von dem Mittel absorbirt wird und die Temperatur desselben erhöht. Dieser Wärmeverlust in den Mitteln ist unabhängig von ihrer grösseren oder geringeren Durchsichtigkeit; wenig durchscheinende Mittel, wie Rauchtopas oder Chlorschwefel können mehr als 60 p. c. der einfallenden Wärme durchlassen, vollkommen durchsichtige, wie Alaun oder Wasser, kaum 12 p. c. So viel als ungeschwächt geht die Wärme durch klares Steinsalz; es verhält sich diese Substanz gegen die Wärme, wie ein vollkommen wasserhelles Glas gegen das Licht.

Wie die Strahlen verschiedenartiger Wärmequellen in ungleichem Verhältniss absorbirt werden, so gehen die einen auch in grösserem Verhältniss durch dasselbe Mittel als andere. Von der Wärme, die eine Oellampe ausstrahlt, geht die Hälfte durch eine klare Berylltafel, von derjenigen, die heisses Wasser aussendet, gar nichts. Je höher die Temperatur der Wärmequelle ist, in desto stärkerem Verhältniss durchdringen überhaupt ihre Strahlen die verschiedenartigen Mittel, desto ähnlicher zeigt sich also ihre Wärme dem weissen Licht. — Die Absorption der nicht durchgehenden Wärme findet bereits in der Nähe der Oberfläche des Mittels statt, und die übrige Wärme erleidet in der tieferen Masse des Mittels keine beträchtliche Schwächung mehr, kann aber durch ein neues Mittel anderer Art aufgehalten werden, so wie weisses Licht in einer rothen Glastafel seine nicht rothen Strahlen verliert, und als austretendes rothes Licht durch andere rothe Glastafeln ohne bedeutenden Verlust durchgeht, nicht aber durch eine Tafel von grünem Glas. Sonnenlicht, das durch eine Wasserschicht durchgegangen ist, hat darin bereits einen Theil seiner Wärme verloren, lässt man es ferner noch durch eine blaugrüne Glastafel fallen, so tritt das Licht ohne alle Wärme aus.

Schief einfallende Wärmestrahlen erleiden in diathermanen Mitteln eine Brechung, wie die Lichtstrahlen; parallele oder von einem Punkt ausgegangene Wärmestrahlen können daher durch eine Linse von Steinsalz in einen Brennpunkt vereinigt werden. Die meisten Wärmequellen strahlen indess Wärme von ungleicher Brechbarkeit aus, die Durchkreuzung in einem einzelnen Punkt

hinter der Sammellinse ist daher nicht ganz genau; es entsteht ferner durch Brechung in einem Steinsalzprisma ein Wärmespectrum, eben so wie weisses Licht durch ein weisses Glasprisma in ein Farbenspectrum zerstreut wird. — Die Brechbarkeit der Wärmestrahlen ist auch verschieden je nach der Quelle, aus der sie herstammen, so wie die einen Flammen rothes, andere blaues Licht geben. Wärmequellen von sehr hoher Temperatur, wie die Sonne, strahlen verhältnissmässig weit mehr Wärme von grosser Brechbarkeit aus, als Quellen niederer Temperatur, wie heisses Wasser oder von der Sonne erhitzte Körper.

Um die Wärme zu bestimmen, die übrig bleibt, nachdem ein Strahl durch ein homogenes Mittel gedrungen, denke man sich das Mittel in Schichten von gleicher Dicke getheilt, T sei die Intensität des Strahls vor seinem Eintritt, $\frac{1}{n}$ der Verlust in jeder Schicht, so ist $T\left(1-\frac{1}{n}\right)$ die aus der ersten Schicht austretende Wärme, $T\left(1-\frac{1}{n}\right)^2$ die aus der zweiten austretende, und wenn t die Wärme bezeichnet, die durch ε Schichten durchgegangen ist, wo ε die Dicke des absorbirenden Mittels ist, so wird, wenn man den Absorptionscoefficienten $1-\frac{1}{n}=p$ setzt

$$t=Tp^{\varepsilon}$$
$$\log t=\log T+\varepsilon\log p.$$

Da T und p constant sind, so entspricht diese zuerst von Bouguer gegebene Gleichung einer logarithmischen Curve, deren Ordinaten durch die Werthe von ε, die Abscissen durch die zugehörigen Temperaturen t dargestellt sind. — Kennt man durch directe Messung zu zwei verschiedenen Werthen von ε die entsprechenden Temperaturüberreste t, so lässt sich mit Hülfe der vorigen Gleichung die ursprüngliche Temperatur T und die Grösse p, daher auch $\frac{1}{n}=1-p$ oder das specifische Absorptionsvermögen der Substanz bestimmen. — Es beruht jedoch die Formel auf der Voraussetzung, dass die Absorption in den

successiven Schichten der Mittel von gleicher Stärke sei, was mit der Thatsache, dass die stärkste Absorption in den obersten Schichten statt finde, die von diesen durchgelassene Wärme aber die tieferen Schichten beinah ohne ferneren Verlust durchdringe, nicht vereinbar scheint.

11. Gesetze des Erkaltens.

Die Temperatur eines Körpers vermindert sich, er erkaltet, 1, wenn durch Aggregationsveränderung ein Theil seiner freien Wärme latent wird; 2, durch schnelle Ausdehnung von Gasen, oder durch Mischung von Flüssigkeiten, in beiden Fällen wahrscheinlich in Folge erhöhter Wärmecapacität; 3, wenn ein Körper durch Strahlung oder Mittheilung mehr Wärme verliert, als er von seiner Umgebung empfängt.

Die Erkaltung durch Aggregationsveränderung erfolgt, theils unmittelbar, wenn ein starrer Körper schmilzt oder ein flüssiger verdampft (17), theils unter Mitwirkung der Affinität. Salze, die vom Wasser aufgelöst werden, Säuren, oder auch feste Salze, die mit Schnee oder Eis flüssige Verbindungen eingehn, erzeugen Kälte, weil die starren Substanzen hiebei in den Flüssigkeitszustand übergehen. Die Erniedrigung der Temperatur hängt ab von der Menge latent gewordener Wärme.

Die Erzeugung von Kälte durch Ausdehnung zeigt sich bei schnellem Einströmen von Luft in den leeren Raum, oder plötzlichem Ausströmen verdichteter Luft. Eine Mischung von Wasser mit verschiedenartigen Salzauflösungen erzeugt jedoch in mehreren Fällen Kälte, obgleich Vermehrung des specifischen Gewichts statt findet.

In Betreff der Erkaltung durch Ausstrahlung und Mittheilung nahm Newton an, dass die Temperaturunterschiede zwischen dem erkaltenden Körper und seiner Umgebung eine fallende geometrische Reihe bilden, wenn die ihnen entsprechenden Zeiten, vom Anfang der Erkaltung an gezählt, in arithmetischer Progression stehen, d. h. durch gleich grosse Intervalle getrennt werden. Bezeichnet man durch t den Temperaturunterschied, durch z die

verflossene Zeit, durch b und c zwei Constanten, so ist, nach dem Gesetz von Newton,

$$t = cb^{-z}$$

c ist die ursprüngliche Temperaturdifferenz, b hängt ab von der Beschaffenheit des erkaltenden Körpers. Die Geschwindigkeit des Erkaltens, v, heisst die Abnahme der Temperatur in einer sehr kleinen Zeiteinheit, z. B. in der Secunde und wird durch das Differenziren der vorigen Gleichung gefunden, es ist nämlich

$$v = t.M \log b$$

wo M den Modul 2,302585 bezeichnet. Die Geschwindigkeit nimmt daher in gleichem Verhältniss ab, wie der Temperaturüberschuss.

Das Gesetz von Newton stimmt jedoch mit der Erfahrung nur so lange ziemlich gut überein, als der Ueberschuss t nicht über 30 bis 40° beträgt. Nach einer Reihe sorgfältiger Versuche haben Dulong und Petit den Werth von v durch folgenden genaueren Ausdruck dargestellt

$$v = ma^{\vartheta}(a^{t} - 1) + nh^{c} t^{b}.$$

Das erste Glied dieses Werthes bezeichnet die Erkaltung im leeren Raum, das zweite diejenige, die aus der Berührung mit einem den Raum erfüllenden Gas hervorgeht. Im leeren Raum ist daher

$$v = ma^{\vartheta}(a^{t} - 1)$$

m ist ein Coefficient, der von dem Strahlungsvermögen der Oberfläche des Körpers abhängt, a eine Constante, die für alle Substanzen dieselbe ist und aus den Versuchen sich gleich 1,0077 ergeben hat; ϑ ist die Temperatur des Raums, t der Ueberschuss der Temperatur des Körpers über ϑ. Die Grösse $ma^{\vartheta+t}$ drückt die absolute Strahlung des Körpers aus, d. h. diejenige, die in dem unbegrenzten leeren Raum statt fände, ma^{ϑ} die Rückstrahlung von dem Raum auf den Körper. — Entwickelt man a^{t} in eine Reihe, so zeigt sich, dass für nicht beträchtliche Werthe von t alle Glieder bis auf das erste vernachlässigt werden dürfen, und das erste Glied mit dem Werth von v, der aus dem Gesetz von Newton folgt, übereinstimmt.

In dem zweiten Gliede des vollständigen Werthes von v bezeichnet n einen Coefficienten, der von der Natur der Gasart und von derjenigen des erkaltenden Körpers zugleich abhängt, also nur für dieselbe Gasart und denselben Körper constant ist; h die Elasticität der Gasart, gemessen durch die Höhe einer damit im Gleichgewicht stehenden Quecksilbersäule; c ist für jede Gasart constant und $= 0{,}45$ für atmosphärische Luft, $= 0{,}38$ für Hydrogengas, $= 0{,}52$, für kohlensaures Gas; b ist für alle Gasarten und alle Körper constant und gleich 1,233. Da sich aus den Versuchen ergab, dass die Beschaffenheit der Oberfläche auf den Wärmeverlust durch den Contact der Gasarten keinen Einfluss habe, so ist das zweite Glied von v unabhängig von m.

12. Ursprung der Wärme.

Eine unmittelbare Erzeugung von Wärme findet durch sehr verschiedenartige Processe statt.

1. Durch mechanische Erschütterung der starren Körper, indem man sie an einander reibt, sie hämmert, feilt, dreht u. s. w. An einander geriebene Holzstücke entzünden sich; Metalle können durch Hämmern glühend werden; an einem laufenden Schleifstein gerieben wird ein eiserner Nagel weissglühend, eine Glasröhre glüht und schmilzt; eine Eisenstange, die durch angehängtes Gewicht verlängert und zerrissen wird, erhitzt sich vor dem Zerreissen; wenn Kanonen durch eiserne Bohrer unter Wasser gebohrt werden, so erhitzt sich das Wasser bis zum Sieden.

2. Durch Compression und Vermehrung der Dichtigkeit. Luft, die rasch zusammengedrückt wird, entzündet Feuerschwamm. Wasser, Weingeist, Oel, die von gepulvertem Schwefel, Glas, Thon, Metall, oder auch von Kohlenstaub, Mehl, Baumwolle, absorbirt werden, zeigen eine Temperaturerhöhung. Auch die Erhitzung gehämmerter Metalle wird oft angeführt; es kann jedoch das glühende Metall nicht wohl dichter sein als das kalte. Die Erzeugung von Wärme durch Verdichtung wird gewöhnlich aus der Verminderung der specifischen Wärme erklärt.

3. Durch Aenderung der Aggregation. Bei jedem Uebergang der Stoffe aus dem gasförmigen Zustand in den flüs-

sigen, oder aus diesem in den starren, wird latente Wärme frei und erhöht die Temperatur.

4. Durch chemische Verbindung. Die meisten chemischen Processe, durch welche verschiedenartige Stoffe sich zu einem neuen Stoff vereinigen, sind von Wärmeentwicklung begleitet, und die erzeugte Wärme steigt im Allgemeinen mit der Stärke der Affinität zwischen den sich verbindenden Stoffen. In vielen Fällen wird die einwirkende Wärme nur durch das Thermometer erkannt, als dunkle Wärme, wie bei der Verbindung von Wasser und gebranntem Kalk, von Wasser und starken Säuren, von Säuren mit Alkalien. Nicht selten aber entwickelt sich mit der Wärme auch Licht zu leuchtender Wärme oder Feuer, d. h. es findet Verbrennung statt. Das Feuer ist ein Glühen, wenn vor der Verbindung der verbrennende Körper nicht Gasform annimmt, oder es erscheint als Flamme, wenn der verbrennende Körper ein Gas ist. — Die von Wärmeentwiklung begleitete Verbindung kann eine Verdichtung oder Aggregationsveränderung der Stoffe verursachen, die entstandene Wärme daher durch Verminderung der Wärmecapacität oder frei gewordene latente Wärme, erklärt werden, so bei der starken Absorption mehrerer Gase und Flüssigkeiten durch Kohle oder Wasser, bei der Verbindung von Sauerstoffgas und Wasserstoffgas zu Wasser, derjenigen von Wasser und gebranntem Kalk. In häufigen Fällen ist aber umgekehrt die Verbindung von einer grösseren Ausdehnung und einer Aggregationsänderung in entgegengesetztem Sinn begleitet, wie beim Verbrennen von Schwefel oder Kohle in Sauerstoffgas, oder beim Entzünden von Schiesspulver. Zuweilen werden sogar Zersetzungen von starker Erhitzung begleitet, wie die Verpuffung des Chlorstickstoffes, des Wasserstoffhyperoxyds u. a. Substanzen.

5. Durch Elektricität. Die Erzeugung von Wärme durch Elektricität zeigt sich in der Erhitzung, dem Glühen oder Verbrennen der Metalle, der Kohle und anderer Stoffe, durch welche der elektrische Funke, oder der fortdauernde Strom der Säule durchgeht. Wasser, das die Leitungsdrähte umgibt, geräth ins Sieden. Je schlechter die Metalle die Elektricität leiten, desto stärker erhitzen sie sich. Starke Säulen erzeugen Hitzegrade, die

der höchsten des Knallluftgebläses gleich kommen, oder sie noch übertreffen. — In besonderen Fällen wird durch den elektrischen Strom umgekehrt Kälte erzeugt.

13. Quellen der Erdwärme.

Die Temperatur eines Körpers in einem gegebenen Zeitmoment wird im Allgemeinen aus drei Quellen abgeleitet werden können. Ein Theil derselben muss als Resultat der Wärmeeinflüsse betrachtet werden, die früher auf den Körper eingewirkt haben, es ist die Temperatur, mit welcher derselbe die neue Zeitperiode beginnt; ein anderer Theil kann auf einem oder mehreren der vorhin angegebenen Wege in ihm neu erregt werden; ein dritter Theil stammt aus der Strahlung oder Mittheilung seiner Umgebung. Von der Gesammtwirkung dieser Einflüsse muss abgezogen werden die Wärme, die der Körper durch seine eigene Strahlung oder durch Mittheilung verliert, und diejenige, die durch Veränderungen der Aggregation oder der Wärmecapacität, durch chemische und elektrische Processe in ihm latent wird. — Nimmt man an, die ursprüngliche Temperatur des Körpers erleide keine Veränderung durch Processe, die im Körper selbst vorgehen, und die gegenseitige Strahlung sei constant geworden, so dass das Gleichgewicht der Temperatur eingetreten sei, so wird der Körper in jedem Punkte eben so viel Wärme aufnehmen, als er durch Strahlung oder Mittheilung verliert, und die Temperatur wird in jedem Punkte constant sein; sie kann jedoch in verschiedenen Punkten ungleich sein, wenn die Strahlung oder Mittheilung der Umgebung von der einen oder der anderen Seite her grösser oder kleiner ist, als von anderen Seiten. In keinem Punkte kann aber im Zustande des Gleichgewichts die Temperatur höher oder tiefer sein, als die höchste oder tiefste der von Aussen her einwirkenden Temperaturen. Taucht man z. B. das eine Ende eines Metallstabes in siedendes Wasser, das andere in Eiswasser und nimmt man an, die Temperatur an beiden Enden werde constant erhalten, so wird der Stab zuletzt in allen Punkten eine constante zwischen 100^0 und 0^0 liegende Temperatur zeigen, und dasselbe müsste der Fall sein, wenn die beiden Enden ihre Temperaturen nicht durch Mittheilung,

sondern durch Strahlung erhielten. Findet man daher im Inneren oder an der Oberfläche eines Körpers Temperaturen, die ausserhalb der Grenzen der äusseren Wärmezuflüsse liegen, so müssen dieselben entweder von dem früheren Wärmestand des Körpers, oder von neu in ihm selbst erzeugter Wärme oder Kälte herstammen. In beiden Fällen ist der Wärmestand des Körpers noch nicht zum Gleichgewicht gelangt, die Temperatur seiner einzelnen inneren und äusseren Punkte ist nicht constant, seine Mitteltemperatur ist im Abnehmen, oder Zunehmen.

In diesem Falle befindet sich die Erde. Der Raum, worin sie sich bewegt, ist umgeben von einer zahllosen Menge ungleich entfernter Gestirne, welche Wärme gegen sie ausstrahlen, und den mächtigsten Einfluss auf ihre Temperatur übt das grösste unter den ihr näher stehenden Gestirnen, die Sonne, aus. Die Oberfläche der Erde hat bis auf eine äusserst kleine, nur durch Rechnung zu erkennende Grösse das Gleichgewicht der Temperatur erlangt, die mittleren Temperaturen ihrer einzelnen Punkte können als constant betrachtet werden, die Einstrahlung wird durch die Ausstrahlung compensirt. In grösseren Tiefen unter der Oberfläche aber findet man Temperaturen, die höher sind, als jede an der Oberfläche vorkommende Mitteltemperatur; die Quelle dieser inneren Wärme kann also nicht ausserhalb der Erde, sie muss in ihr selbst gesucht werden; sie kann der Ueberrest sein eines früheren höheren Wärmestandes, oder die Wirkung Wärme erzeugender Processe, die im Inneren der Erde fortdauern. — Sofern nur allgemeine, das Ganze der Erde betreffende Verhältnisse berücksichtigt werden sollen, lassen sich daher drei Hauptquellen der Erdwärme unterscheiden. 1. Die Temperatur des Inneren der Erde. 2. Die Temperatur des Raumes, oder die aus der Strahlung der Gestirne mit Ausschluss der Sonne hervorgehende Temperatur. 3. Die Sonnenwärme.

ERSTER ABSCHNITT.

Innere Wärme der Erde.

Gesetze der inneren Erdwärme.

14. Einleitende Bemerkungen.

Die heissen Quellen und vulcanischen Erscheinungen mögen zuerst die im Alterthum weit verbreitete Annahme veranlasst haben, dass im Inneren der Erde ein sehr hoher Wärmegrad herrsche, oder ein Centralfeuer brenne. Mehrere der älteren Naturforscher betrachteten dieses Centralfeuer als den Ueberrest des ursprünglichen Wärmezustandes der Erde (Descartes, Whiston, Leibnitz, Buffon), und gründeten auf dasselbe die Erklärung mannigfaltiger Naturerscheinungen, die Entstehung der Quellen (Descartes), die Aufrichtung der Gebirge (Lazzaro Moro), die Temperatur des Bodens und den Unterschied der Klimate (Mairan), das Abschmelzen der Gletscher an ihrer Grundfläche (de Saussure).

Die durch die Gradmessungen bewiesene Abplattung der Erde gab dieser Ansicht eine festere Grundlage (I. 40). Die Uebereinstimmung der Gestalt des festen Erdkörpers mit derjenigen, die eine flüssige Masse unter dem Einfluss der Schwere und der Rotation annehmen müsste, führte zu dem Schluss, dass ursprünglich die Erde flüssig gewesen sei, und da die Substanzen, aus denen die uns bekannte Erdmasse vorherrschend zusammengesetzt ist, die Kieselerde nämlich und ihre Verbindungen mit Alkalien und Erden, im Wasser nicht auflöslich sondern dem Glas verwandt sind, so schloss man ferner (Buffon), dass dieser flüssige Zustand ein feurig flüssiger gewesen sein müsse. Die Oberfläche dieser flüssigen Kugel musste zuerst durch Strahlung erkaltet und

starr geworden sein, und es erschien nicht zu gewagt, anzunehmen, dass im Inneren ein Ueberrest der früheren Wärme sich noch erhalten habe, die Erkaltung jedoch immer noch fortdaure, und daher auch die starre Erdkruste an Dicke zunehme.

Literatur: DESCARTES, *principia philosophiæ* 1656; WHISTON, *new theory of the earth*, 1696; LEIBNITZ, *Protogæa* 1749; BUFFON, *théorie de la terre* 1749; —, *époques de la nature* 1778; LAZZARO MORO, *dei crostacei che si trovano sui monti*, 1740; MAIRAN, *sur la cause du chaud en été et du froid en hiver* 1719; DE SAUSSURE, *voyages dans les alpes*, 1779.

15. Directe Bestimmungen.

Der vom Stande der Sonne herrührende tägliche und jährliche Temperaturwechsel an der Erdoberfläche dringt auch in den Boden, ist aber, mit steigender Tiefe, zwischen immer näher liegende Grenzen eingeschlossen und verschwindet in einer gewissen Tiefe ganz; es herrscht daselbst eine constante Temperatur, die von der Mitteltemperatur der Oberfläche nicht beträchtlich abweicht. Die Tiefe dieser constanten Temperatur ist um so grösser, je weiter die Extreme der oberflächlichen Temperaturen aus einander liegen, und je länger die Periode ist, welche den Wechsel umfasst. Unter dem Aequator, wo nur der Wechsel von Tag und Nacht grösseren Einfluss hat, liegt der Punkt constanter Bodentemperatur nahe an der Oberfläche; in mittleren Breiten kann diese Tiefe gleich 60 F. angenommen werden; in hohen Breiten muss sie noch grösser sein. Die Dicke der Erdkruste, worin die Temperaturen veränderlich sind, wächst also vom Aequator, wo sie beinahe null ist, gegen die Pole zu; oder die krumme Fläche, in der alle Punkte der obersten constanten Temperatur liegen, ist eine sphäroidische von etwas grösserer Abplattung, als diejenige der Erdoberfläche.

Unterhalb der Fläche, in welcher die Temperatur der Mitteltemperatur der Oberfläche gleich und constant ist, zeigt die Temperatur auch tiefer einwärts keine Veränderungen mehr, steigt aber mit zunehmender Tiefe, im Mittel, für je ungefähr 100 fr. Fuss um 1^0 C. Bezeichnet t die Temperatur an der Oberfläche, T diejenige in der Tiefe x, und g die Wärmezunahme für jede Ver-

mehrung der Tiefe um eine Einheit, oder den Werth von $\frac{a-b}{e}$ in der Formel (2) des §. 8, so ist

$$T = t + gx. \quad (1)$$

Hieraus wird $$g = \frac{T-t}{x}$$

und $\frac{1}{g}$ gibt an, um wie viel die Tiefe zunehmen muss, damit die Temperatur um 1^0 steige.

Der genaueren Bestimmung von g setzen sich viele Schwierigkeiten entgegen. In die tiefen Schachte, die eine Beobachtung der Temperatur im Erdinneren möglich gemacht haben, dringt durch die Schachtöffnung, oder durch Klüfte, theils Luft, theils Wasser ein, die in der Regel von der Oberfläche niedrigere Temperaturen zuführen, zum Theil aber auch aus grösserer Tiefe abstammen und die höhere Wärme derselben besitzen können. Bei fortgesetzter Erneuerung dieser Flüssigkeiten wird sich ihre Temperatur auch dem Fels mittheilen, und man wird unzuverlässige Resultate erhalten, sei es, dass man die Temperatur der in der Tiefe befindlichen Luft-, oder Wassermasse, oder diejenige des festen Fels selbst beobachte. Man darf ferner keineswegs erwarten, an verschiedenen Stellen der Erdfläche für g gleiche Werthe zu erhalten, da man nicht zweifeln darf, dass die ungleiche Höhe über der Meeresfläche, die Configuration des Bodens, die Leitungsfähigkeit seiner Felsarten und andere Umstände wesentlich auf die Grösse von g einfliessen.

Ungeacht der aus diesen Verhältnissen wohl erklärbaren Differenzen, vereinigen sich die zahlreichen in den verschiedensten Erdtheilen gewonnenen Resultate übereinstimmend zu dem Ergebniss, dass die Temperaturen gegen das Innere der Erde ziemlich rasch zunehmen, und vergleicht man nur diejenigen Beobachtungsreihen, welche das grösste Zutrauen verdienen, so zeigen sich auch die Werthe von $\frac{1}{g}$ oder die Zunahmen der Tiefe, welche eine Temperaturerhöhung von 1^0 bedingen, weniger abweichend, als

man es erwarten durfte. Zu den genauesten Beobachtungen gehören folgende, wo die Tiefen in franz. Fuss angegeben sind:

Orte.	Absolute Höhe.	t.	T.	Erreichte Tiefe.	Tiefe für 1°	Beobachter.
Pestarena (ob. Macugn.)	4000′	3°,00	16°,30	2161′	163	Fantonetti
Pregny bei Genf.	1447	10,14	17,25	680	100	De la Rive
Schweizerhall . .	800	9,75	13,75	382	95	Merian
Erzgebirge . . .	2078	6,73	9,32	430	129	Reich
Erzgebirge . . .	1280	8,07	16,44	861	102	Reich
Rüdersdorf . . .	202	10,06	19,36	630	108	Erman
Neu-Salzwerk . .	254	10,00	32,75	2212	97	v. Oeynhausen
Mondorf	—	11,50	34,00	2066	92	Kind
Grenelle in Paris .	117	11,70	27,70	1624	102	Arago
Cornwall . . .	300	11,00	28,30	1300	75	Forbes u. Fox
Cornwall . . .	—	11,00	29,70	1350	69	Henwood
Newcastle . . .	82	8,66	22,55	1486	100	Phillips

Das Mittel aus diesen Bestimmungen gibt für eine Wärmezunahme von 1° C eine Vermehrung der Tiefe um 103 F. In Folge einer anderen Zusammenstellung fand Kupffer 1° C für 62′,5, Poisson, im Mittel von drei Berechnungen, 1° C für 94′, Bischof betrachtet die zu Mondorf erhaltene Bestimmung, 1° für 92′, als die zuverlässigste. — An mehreren Stellen hat man eine weit schnellere Zunahme gefunden. Zu M. Massi in Toscana beträgt dieselbe 1° für 40′; zu Neuffen, am Fuss der Würtemberger-Alp, 1° für 30′,5; die Oeffnung des letzteren Bohrlochs liegt 1295′, die erreichte Tiefe 108′ über dem Meeresspiegel. — Unter der Voraussetzung einer gleichförmigen Zunahme der Wärme wird daher bereits in der Tiefe von 7 g. M., oder von $\frac{1}{123}$ des Erdhalbmessers, die innere Erdwärme den Schmelzpunkt des Eisens und des Basalts erreichen. An einer Kugel von 1 F. Durchmesser entspricht diese Tiefe 0,6 oder etwas mehr als einer halben Linie. Cordier schätzt die Tiefe, unterhalb welcher die Flüssigkeit der meisten bekannten Felsarten anzunehmen ist, auf höchstens $\frac{1}{23}$ des Erdhalbmessers, oder auf

3 Linien an einer Kugel von 1 F. Durchmesser. Es wurde jedoch damals der Schmelzpunkt des Eisens und der Laven viel zu hoch angesetzt.

Die Bemerkung, dass in tiefen Schachten eine höhere Temperatur herrsche, als an der Oberfläche, findet sich schon in älteren Schriften: so bei Athan. Kircher, *mundus subterr.* 1664; Boyle, *the temper. of the subter. reg.* 1671; Boerhave, *chemia*, 1732. — Die ersten Messungen unternahm, durch Mairan dazu aufgefordert, Gensanne in den Bleigruben von Giromagny in den Vogesen, im Jahr 1740, und fand eine Wärmezunahme von 1° C für 92 F. Im J. 1785 bestimmte de Saussure, in den Schachten der Salzwerke von Bex, die Wärmezunahme von 1° C für 114 F., glaubte jedoch die Erscheinung als eine locale betrachten zu sollen. In den Schachten von Freiberg wurden, 1791, Messungen vorgenommen von Freiesleben und v. Humboldt. Höheres Interesse für diesen Gegenstand wusste vorzüglich d'Aubuisson anzuregen, der im J. 1802 ebenfalls in den sächsischen Gruben Messungen ausführte. Seitdem sind tiefere Schachte und vorzüglich Bohrlöcher von Salzsoolen oder artesischen Brunnen vielfach zu gleichem Zwecke benutzt worden.

Literatur: Mairan, *diss. sur la glace*, 1749; de Saussure, *voyages*, §. 1088; d'Aubuisson, *descr. des mines de Freyberg. J. des M. XI u. XIII*; —, *traité de géognosie*, 1819; Cordier, in den *Mém. de l'Acad. VII*, 1827; die Beob. von Fox, Moyle u. a. in *Ann. de ch. XIII*, *XVI*, *XIX*, *XXI*; Phillips, in *Philos. Mag.* 1834 > *Poggd. XXXIV*; die Berechnung der Beob. von Pregny in Poisson, *théorie de la chaleur*, 1835; Zusammenstellungen der wichtigsten Messungen in Gilbert, *Ann. XVI*, 1824; Muncke, im *n. G.* Art. *Erde* und *Temperatur*; Reich, *Beob. über die Temp. des Gesteins in den Gruben des sächs. Erzgb.* 1834; Bischof, *Wärmelehre* 1837; —, *Geologie*, 1846.

16. Chthonisothermen.

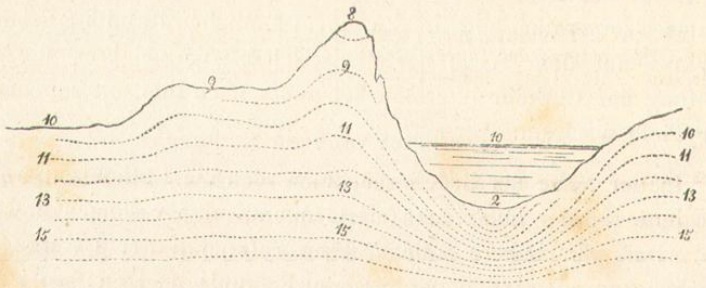
Die bis jetzt erreichten Tiefen sind zu gering, und die Beobachtung ist zu vielen störenden Einflüssen ausgesetzt, als dass mit Sicherheit aus ihr ein Gesetz der Wärmezunahme abgeleitet werden könnte. Nimmt man die Temperatur der inneren Wärmequelle und diejenige des Raumes, in welchen die Erde ihre Wärme ausstrahlt, als constant an, und nimmt man ferner an, dass die Erdmasse, wenigstens gegen die Oberfläche zu, homogen und von constanter Leitungsfähigkeit sei, so folgt aus §. 8, dass die Temperatur nach dem Inneren den Tiefen proportional zunehmen müsse. Die Erfahrung scheint im Allgemeinen diess Gesetz zu bestätigen, und es wird dasselbe der Berechnung von $\frac{1}{g}$ aus den einzelnen

Beobachtungen nach der Formel (1) zu Grunde gelegt. Im südlichen England wird, nach Fox und Henwood, in geringen Tiefen eine schwächere, in grossen eine stärkere Wärmezunahme beobachtet als die mittlere, eine geringere ferner im Granit, als in schiefrigen Felsarten und im Kalkstein, es soll endlich in der Tiefe das Nebengestein stets wärmer sein, als das Gestein der Erzgänge. Ob diese Ungleichheiten einzig von dem Einfluss der Tagwasser herrühren, oder ob die verschiedene Leitungsfähigkeit der Felsarten dazu beitrage, ist nicht ausgemittelt.

Zu besserer Uebersicht denke man sich im Inneren der Erde alle Punkte, die gleiche Temperatur haben, durch krumme Flächen verbunden, welche, nach Bischof, Chthonisothermflächen heissen mögen. Sofern man annehmen dürfte, dass die Wärmezunahme im Allgemeinen in verschiedenen Breiten gleich sei, so würden die Chthonisothermflächen verschiedener Temperaturen unter sich parallel sein und überall gleich weit von einander abstehen. Da aber die Mitteltemperatur des Bodens vom Aequator nach den Polen zu abnimmt, so muss mit zunehmender Breite dieselbe Temperatur, die unter dem Aequator in der Nähe der Oberfläche herrscht, in immer grösseren Tiefen gefunden werden, es wird z. B. die Chthonisotherme von 28^0, die am Aequator die Oberfläche berührt, da, wo die Mitteltemperatur 10^0 ist, erst in $18 \times 103' = 1854$, und da, wo sie 0^0 ist, erst in $28 \times 103' = 2884'$ Tiefe vorkommen. Die Chthonisothermflächen werden daher im Allgemeinen sphäroidische Flächen von grösserer Abplattung als die Erdoberfläche und von grösserer auch, als die Fläche constanter Temperatur, bilden. Zu einem ähnlichen Resultate gelangte Hopkins auf dem Wege der analytischen Wärmelehre; die Abplattung der Chthonisothermflächen muss nach ihm mit zunehmender Tiefe wachsen.

In der Nähe der Erdoberfläche werden die Chthonisothermen, wie jene selbst, Inflexionen erleiden und mit ihr steigen und fallen. Dass die höhere Temperatur im Inneren der Gebirge und Hochflächen ansteige, ergibt sich aus den Messungen: so ist die Temperatur im Grunde des Bohrlochs von Pregnyum $5^0{,}6$ höher als die Mitteltemperatur von Turin, das ungefähr mit diesem Grunde

in gleicher Höhe über dem Meere und südlicher liegt; in den Gruben von Guanaxuato in Mexico, in einer Tiefe von 1600′, aber noch 5000′ über dem Meere, ist die Temperatur 36°,8 und um 10°,2 höher als die Mitteltemperatur an der Meeresfläche. Die Mitteltemperatur fällt jedoch mit der Erhebung über die Meeresfläche, man wird daher von einer Hochebene oder einem Berggipfel tiefer eindringen müssen, um eine gegebene höhere Temperatur zu finden, als vom Meeresstrande aus; die Chthonisothermen werden also weniger ansteigen, als die äusseren Umrisse des Bodens. Die Verflachung wird um so grösser sein, je tiefer die Temperatur der Hochfläche oder des Gipfels ist; unter einzeln stehenden schmäleren Gipfeln und Gebirgsketten grösser, als unter breiten Plateaux, unter Schneeflächen und Gletschern grösser, als unter bewachsenen oder nackten Flächen. — Unter dem Grunde der See'n und Meere werden die Chthonisothermen eine Inflexion nach Unten erleiten. Da das kältere und daher schwerere Wasser in die Tiefe sinkt, und seine Temperatur auch dem Boden mittheilen muss, so kann die Bodentemperatur des tieferen See- und Meergrundes nicht beträchtlich über 0° sein und höhere Temperaturen werden erst in grösserer Tiefe vorkommen. Da jedoch dem erkälteten Seegrunde nicht nur aus der Tiefe, sondern auch von der Seite her, wo unter dem festen Lande höhere Temperaturen bestehen, Wärme zuströmt, so werden die Temperaturen schneller zunehmen als unter dem trockenen Erdboden, und die Chthonisothermen daher schwächer gekrümmt sein, als die Wandungen des Seegrundes.



Da nun unter den Gebirgen die Wärme langsamer zunimmt als unter den Flachländern, unter den Wasserbedeckungen aber

schneller, und man annehmen darf, dass diese Verhältnisse auch in grösseren Tiefen fortdauern, so müssen die Inflexionen der Chthonisothermen mit steigender Tiefe immer schwächer werden und zuletzt ganz verschwinden; so dass diese Flächen in einer gewissen Tiefe, abgesehen von anderen störenden Einflüssen, z. B. der ungleichen Leitungsfähigkeit der Felsarten, die reine sphäroidische Form erhalten werden.

Unter den tiefer liegenden Chthonisothermen ist besonders eine hervorzuheben, die als untere Wassergrenze bezeichnet werden kann. Es ist klar, dass das überall in den Boden eindringende Wasser (I. 85) die Temperatur der erreichten Tiefe annehmen und zuletzt in Dampf übergehen muss, wenn der Druck, unter dem es steht, geringer wird, als die seiner Temperatur entsprechende Spannkraft des Wasserdampfs. Unter diese Grenze wird kein Wasser hinabdringen, daher auch kein Dampf entstehn können; die Wasserschale der äusseren Erdkruste wird an ihrer unteren Grenze von einer Dampfschale getragen, die umgekehrt durch den Gegendruck des Wassers verhindert wird, sich an die Oberfläche zu erheben. Setzt man die mittlere Temperatur an der Erdoberfläche $= 10^0$, so ist die Temperatur des Inneren, bei welcher jenes Gleichgewicht eintritt, durch die Gleichung gegeben

$$\left(1 + 0{,}7153 \times \frac{t - 100}{100}\right)^5 = \frac{103\ (t - 10)}{32}$$

oder $$(0{,}2847 + 0{,}007153\ t)^5 = 3{,}21875\ t - 0{,}3125$$

Es ergibt sich aus derselben $t = 594^0$, welches einer Tiefe von 60152′ oder 2,6 geogr. M. entspricht.

Literatur: Fourier, *sur la temp. de la terre*, *M. de l'Acad.* VII. 1827; Bischof, *Wärmelehre des Innern unseres Erdkörpers*, 1837; Hopkins, *res. on phys. geol. Phil. Trans.* 1839—42.

17. Flüssigkeit der inneren Erdmasse.

Welches auch das Gesetz sei, nach welchem die Wärme von der Oberfläche der Erde nach dem Inneren fortschreitet, so hört dasselbe auf, Geltung zu haben, wenn tiefer einwärts die Massen aus dem starren Zustande der äusseren Erdrinde durch Schmelzung in den Zustand der Flüssigkeit übergehn. Die nach der Oberfläche zu befindliche weniger warme Flüssigkeit wird nun als specifisch

schwerer einsinken und verdrängt werden durch Flüssigkeit von höherer Temperatur, und aus diesem Auf- und Niederströmen werden für die Vertheilung der Wärme eigenthümliche Gesetze hervorgehn, die von denjenigen, nach welchen die Wärme in der starren Erdkruste vertheilt ist, sehr abweichen und jedenfalls eine grössere Gleichförmigkeit der Temperatur erzeugen müssen.

pag. 37.

Gegen die Annahme, dass innerhalb einer Kruste von 7 M. Dicke die Erdmasse sich in feurig flüssigem Zustande befinde, erheben sich jedoch nicht geringe Bedenken. Die mittlere Dichtigkeit der Erde ist beinah das Sechsfache derjenigen des Wassers und das Doppelte der Dichtigkeit der uns bekannten starren Erdkruste; es könnte also die Flüssigkeit nur aus geschmolzenen Metallen und Steinarten bestehn, oder es müsste für Substanzen von geringerem specifischem Gewicht eine um so grössere Compression angenommen werden. Unter dem starken Druck so schwerer Flüssigkeitsmassen bezweifelt Poisson, ob die dem Erdkern näher liegende Flüssigkeit sich als solche behaupten könnte, ob ferner die verhältnissmässig dünne Kruste dem inneren Drucke Widerstand zu leisten vermöchte und nicht zersprengt werden müsste; er glaubt daher annehmen zu sollen, dass, ungeacht der hohen Temperatur, die Erstarrung, in Folge des hohen Druckes und des Hinabsinkens der an der Aussenfläche zuerst starr gewordenen Massen, im Mittelpunkt angefangen habe und von da gegen die Oberfläche fortgeschritten sei. — Hopkins hat mit Hülfe höherer Rechnung untersucht, welchen Einfluss die Voraussetzungen eines im Inneren starren, oder mit einer homogenen oder heterogenen Flüssigkeit angefüllten Erdsphäroides auf die Bewegungen der Präcession und Nutation haben müssten, und ist zu dem Resultate gelangt, dass der wirkliche Betrag der Präcession sich nur mit einer Dicke der starren Erdrinde von ein Viertel, oder wenigstens ein Fünftel des Erdhalbmessers vertragen könne, sofern die innere Flüssigkeit als nicht homogen und in verschiedenem Abstand vom Mittelpunkt ungleich dicht angenommen wird; dass dagegen der Betrag der Präcession und Nutation nicht merklich verschieden ausfalle, die Erde mag im Inneren starr oder flüssig vorausgesetzt werden, sofern die Dichtigkeit constant, die Erdmasse daher als homogen angenommen wird.

215–172 geog. Meil.

Die Ursache der inneren Wärme der Erde ist eben so unbekannt, als die Grenze, bis zu welcher sie anwächst. Fourier bewies zuerst, dass diese Wärme nicht von der im Inneren sich anhäufenden Sonnenwärme herstammen könne, und betrachtete sie, in Uebereinstimmung mit den älteren Ansichten, als einen Ueberrest der ursprünglichen Erdwärme. Eben so La Place, Arago, Cordier und die Mehrzahl der jetzt lebenden Physiker und Geologen. Nach dieser Ansicht ist die Erde aus dem gasförmigen in den feurig flüssigen und aus diesem an der Aussenfläche in den starren Zustand übergegangen; unter der erstarrten Kruste aber beharrt sie noch gegenwärtig in dem Zustande der Flüssigkeit (I. 22). — Poisson glaubt annehmen zu dürfen, dass die Erde ihre ursprüngliche Wärme längst verloren habe und bis zu ihrem Mittelpunkt erstarrt sei; die innere Wärme, welche die Beobachtungen in tiefen Schachten nachweisen, stammt nach ihm von der höheren Wärme des Weltraums, den früher die Erde, in Folge der allgemeinen fortschreitenden Bewegung des Sonnensystems, durchlaufen hat, und man ist keineswegs zu der Voraussetzung berechtigt, dass diese Wärme bis in den Mittelpunkt und mit steigender Intensität fortsetze. Die Erde befindet sich ungefähr in dem Verhältniss einer erkalteten eisernen Kugel, die auf einige Zeit in einen heissen Raum und aus diesem wieder in einen kalten Raum gebracht würde. — De la Rive ist geneigt, nach dem Vorgang ähnlicher Ansichten von H. Davy, die Ursache der inneren Erdwärme in chemischen Processen zu suchen. Dass in dem ungeheuren Raum des inneren Erdkörpers keine andere Thätigkeit, als die der langsamen Fortleitung der Wärme, stattfinde, ist an sich wenig wahrscheinlich, wenn wir den nie still stehenden Conflict der mannigfaltigsten Kräfte in jedem unserer Beobachtung zugänglichen Raume in Betracht ziehn; und da beinah mit jeder Veränderung, welche die Stoffe erleiden, auch Veränderungen ihrer Temperatur verbunden sind, so ist es wohl möglich, dass die in der Erdkruste beobachtete Zunahme der Wärme nur die bis zur Oberfläche gelangte Wirkung von Processen irgend einer Art sei, die im Inneren der Erde vorgehen mögen. Umgekehrt glaubt Boucheporn, es lasse die innere Erdwärme sich als der in die Tiefe gedrungene Ueberrest der hohen Hitzegrade betrachten, die früher durch chemische Processe an der Oberfläche, durch die Verbrennung nämlich einer Hydrogenatmosphäre und die Entstehung des Wassers, erzeugt worden seien. Alle diese Erklärungen lassen sich einstweilen weder beweisen noch widerlegen.

Literatur: Fourier, *sur le refroidissement séculaire du globe terrestre. A. de Ch. XIII.* 1820; —, *sur la temp. de l'intér. de la terre, M. de l'Acad. VII.* 1827 > *A. de Ch. XXVII*; La Place, *sur la diminution de la durée du jour par le refroidissement de la terre, Conn. des temps.* 1820; Arago, *über den Wärmestand unserer Erdkugel*, in *Unterhaltungen, I.* 1837; Poisson, *théorie de la chaleur*, 1835; De la Rive, *rapp. sur l'ouvrage de Poisson, Bibl. univ., LX.*; Poisson, *sur la temp. du globe etc., Ann. de Ch. LXIV.* 1837; Hopkins, *research. on phys. geol. Phil. Tr.* 1839—42; De Boucheporn, *études sur l'histoire de la terre*, 1834.

18. Einfluss der inneren Wärme auf die Erdrinde.

Es ist klar, dass die Abnahme der Wärme vom Inneren der Erde nach der Fläche constanter Temperatur auch oberhalb dieser Fläche fortschreitet bis an die Oberfläche, von der aus fortwährend ein Theil dieser Wärme durch Strahlung nach dem Himmelsraum verloren geht. Die Temperatur in der Tiefe constanter Wärme wird daher in derselben Verticale etwas höher sein, als die der äusseren Fläche, und die Mitteltemperatur des Bodens der Oberfläche wird ebenfalls noch höher sein, als die Mitteltemperatur der Atmosphäre. Der Verlust ferner, den die Erdwärme durch die Strahlung erleidet, wird ein fortschreitender und nicht ersetzter sein, wenn die innere Wärme der Ueberrest eines ursprünglichen höheren Wärmestandes ist, der nun durch die Erkaltung verloren geht; derselbe Schluss wird aber nicht gestattet sein, wenn man diese innere Wärme als eine secundäre Wirkung chemischer oder anderer Processe betrachtet.

Der Einfluss der inneren Erdwärme auf die Oberfläche steht in directem Verhältniss zu dem Leitungsvermögen der Substanzen, aus welchen die Erdkruste besteht, und hängt ferner ab von dem Gesetz, nach welchem die Wärme im Inneren zunimmt. Bezeichnet l den Temperatureinfluss der inneren Erdwärme auf die Oberfläche und h das Strahlungsvermögen der Oberfläche, h l also die Wärme, die in jeder Zeiteinheit durch die Flächeneinheit ausströmt; bezeichnet ferner k das Leitungsvermögen (§. 8) und g die Temperaturzunahme für jede Einheit der Tiefe, also k g die Wärmemenge, die in der Zeiteinheit durch jede Flächeneinheit strömt,

so ist $h\,l = k\,g,$

oder, wenn $\frac{h}{k} = b$

gesetzt wird, $b\,l = g.$

Zur Bestimmung von k dient, nach Poisson, die Formel

$$k = a^2 c,$$

worin c die relative Wärme des Bodens bezeichnet und a gegeben ist durch die Formel

$$H' = H\,e^{-\frac{(x'-x)\sqrt{\pi}}{a}}$$

wo H den beobachteten Ueberschuss der höchsten über die tiefste jährliche Temperatur in der Tiefe x, und H′ denjenigen in der Tiefe x′ ausdrückt, e und π aber die bekannte Bedeutung haben.

Auch b kann, nach einem ebenfalls von Poisson gegebenen Ausdruck, unmittelbar aus der Beobachtung gefunden werden, und hängt ab von a und den Epochen der Extreme der Temperatur in einer gegebenen Tiefe.

Es ergibt sich nach den von Poisson und Elie de Beaumont berechneten Werthen, für Paris, wenn das Jahr als Zeiteinheit und der Meter als Längeneinheit gesetzt wird,

$$\begin{aligned} a &= 5{,}11655 \\ b &= 1{,}05719 \\ c &= 0{,}5614 \\ g &= 0{,}0377 \\ h &= 15{,}537 \\ k &= 14{,}697 \end{aligned}$$

Aus diesen Werthen findet man $l = \frac{1}{28}$ eines Grades.

Die Höhe der durch die ausströmende Wärme jährlich über jeder Flächeneinheit geschmolzenen Eisschicht ist $\frac{h\,l}{79}$ und ergibt sich aus den obigen Zahlwerthen gleich $0^m{,}007$, oder gleich 7 Millimeter, im Jahrhundert also $0^m{,}7$.

Literatur. Fourier, *s. o.*; Poisson, *sur la temp. du globe etc. Ann. de Ch. LXIV.* 1837; Elie de Beaumont, *remarques sur deux points de la théorie des glaciers. Ann. des sc. géol. de Rivière.* 1842, > *l'Inst. X.*

19. Veränderungen der Erdwärme.

Unter der Voraussetzung, dass die Erde als ein erkaltender Körper zu betrachten sei, muss die Wärme ihrer Oberfläche, die von der inneren Wärmequelle herstammt, früher weit grösser gewesen und in einer fortdauernden Abnahme begriffen sein. Wegen der Grösse und geringen Leitungsfähigkeit der Erdmasse sind jedoch die Veränderungen des Wärmestandes ihrer Oberfläche von äusserster Langsamkeit, und man kann annehmen, dass seit einer langen Reihe von Jahrtausenden der Einfluss der inneren Wärme auf die Oberfläche stationär geworden sei. Nach der Berechnung von Fourier kommt die Erkaltung, welche die Erde in einem Jahr-

in 1000 Jahren tausend erleidet, derjenigen gleich, die unter gleichen Verhältnissen an einer Kugel von 1 Meter Halbmesser im $^1/_{1280}$ Theil einer Secunde statt finden würde. — Bezeichnet w die Verminderung der Temperatur der Oberfläche in einem Jahrhundert, h das Strahlungsvermögen der Erdoberfläche, und T die Zahl der Jahrhunderte, die seit dem Anfang der Erkaltung verflossen ist, so ist nach Fourier

$$w = \frac{k}{h} \cdot \frac{g}{2T} = \frac{g}{2bT} \qquad (1)$$

und es ergibt sich daher die seculare Abnahme der Temperatur der Oberfläche,

$$w = \frac{1}{56,08} \cdot \frac{1}{T}$$

Setzt man als ein Minimum $T = 60$, so wird $w = \frac{1}{3365}$ eines Grades. In zweitausend Jahren wird demnach die Temperatur der Erdfläche um weniger als $\frac{1}{160}$ eines Grades abnehmen.

Auf ganz verschiedenem Wege hat La Place den Betrag der secularen Erkaltung der Erde zu bestimmen gesucht. Der Wärmeverlust, den die Erdmasse erleidet, muss einen Rückzug oder eine Verkürzung ihres Halbmessers zur Folge haben, und diese Verminderung des Volumens eine Beschleunigung der Rotation, oder eine Verkürzung des Sterntages (I. 14). Gesetzt, die Mitteltemperatur der Erde hätte um 1^0 abgenommen, die Erde sei z. B. aus einem Raum, dessen Temperatur sie theilte, in einen um 1^0 kälteren Raum versetzt worden und habe bis in ihren Mittelpunkt diese tiefere Temperatur angenommen; gesetzt ferner, ihre Dimensionen hätten, in Folge dieser Erkaltung, einen Rückzug von 0,00001 erlitten, was ungefähr den Erkaltungsgesetzen des Glases entspricht, so folgt aus den Lehren der höheren Mechanik, dass die Rotationsgeschwindigkeit um das Doppelte, d. i. um 0,00002 ihrer früheren Grösse zugenommen, die Dauer des Sterntags daher um eben so viel, oder um $1'',7$ abgenommen haben müsste. Der Sterntag ist aber die Zeiteinheit, durch welche die Umlaufszeiten und periodischen Bewegungen aller Gestirne ausgedrückt werden, und eine auch noch so geringe Veränderung desselben muss auf die Zahlen dieser Umlaufszeiten und Perioden einen Einfluss haben, der zu

ihrer Dauer in directem Verhältniss steht und daher zu einer beträchtlichen Grösse anwachsen kann. Aus der Vergleichung der von Hipparch, 150 J. v. C., bestimmten Bewegung des Mondes und der von ihr abhangenden periodischen Wiederkehr der Finsternisse mit derjenigen unserer Zeit ergibt sich jedoch, dass während den zweitausend Jahren, die seit Hipparch verflossen sind, der Sterntag nicht um 0″,01, oder $\frac{1}{170}$ von 1″,7 abgenommen habe; der Rückzug während dieser Zeit muss daher weniger als $\frac{1}{170}$ der früheren Annahme, die Erkaltung weniger als $\frac{1}{170}$ eines Grades betragen haben.

Für die jährlich der Erde entströmende Wärmemenge u findet man leicht $u = 4\pi R^2 g a^2 c$,

wo R den Erdhalbmesser, $4\pi R^2$ also die Erdoberfläche bezeichnet und die anderen Buchstaben die frühere Bedeutung haben. Ist aber C die mittlere, relative Wärme der ganzen Erdmasse, so wird die Wärme v, die der Erdmasse entzogen werden müsste, damit ihre mittlere Temperatur sich um 1^0 erniedrigte, ausgedrückt durch

$$v = \frac{4}{3}\,\pi\, R^3 C$$

Das Verhältniss beider Ausdrücke $\frac{u}{v} = \frac{3\,ga^2}{R} \cdot \frac{c}{C} = W$ (2)

gibt an, um den wie vielten Theil eines Grades sich die Temperatur der ganzen Erde durch die aus ihrer Oberfläche ausströmende Menge jährlich vermindert. Setzt man $C = c$, da die relativen Wärmen der festen Körper nicht weit aus einander liegen, ferner $R = 6366745^{met}$ und für g und a die aus den Beobachtungen zu Paris berechneten Werthe, so erhält man für die in einem Jahrhundert durch Ausstrahlung bewirkte Temperaturerniedrigung der ganzen Erdmasse

$$W = \frac{1^0}{21500},$$

oder, es wird 2150 Jahrtausende dauern, bis die mittlere Temperatur der Erdmasse sich um 1^0 vermindert.

2,150,000 Jahre
1° Abnahme
neue Berechnung
1° in 472,000 Jahre

Dividirt man den mit 100 multiplicirten Ausdruck (2) durch (1), so erhält man das Verhältniss der Temperaturabnahme der Erdkugel zu derjenigen ihrer Oberfläche

$$\frac{W}{w} = \frac{6\,a^2 b}{R} \cdot \frac{e}{C} \cdot T,$$

oder, wenn $\frac{c}{C} = 1$, $\frac{W}{w} = \frac{T}{383}$

Es wird daher, so lange $T < 383$, der Verlust der ganzen Masse kleiner sein, als derjenige der Oberfläche, nach diesem Zeitraum aber grösser.

Nach Versuchen mit einer bei 2 Fuss im Durchmesser haltenden Basaltkugel, welche auf 300° erhitzt und, bei einer äusseren Temperatur von 12° bis 6°,5, der Erkaltung überlassen worden war, berechnet Bischof, dass die Erde, um von 300° Wärme bis auf —57° zu erkalten, einer Zeit von 353 Millionen Jahren bedürfte, und dass ihre Temperaturabnahme in den letzten zweitausend Jahren $\frac{1}{236}$ eines Grades betragen habe, unter der Voraussetzung, dass das Leitungsvermögen der Erdmasse dasselbe sei, wie dasjenige des Basalts.

Es würden sich für die Veränderungen in der Temperatur der Erdfläche weit kürzere Zeiträume ergeben, wenn der Berechnung die Ansicht von Poisson über den Bestand der inneren Erdwärme zu Grunde gelegt würde.

Literatur. Fourier, *s. o.*; —, *sur la distinction des racines imaginaires etc. M. de l'Acad. VII.*; Laplace, *Conn. des tems*, 1820; Poisson, *Ann. de Ch. LXIV*, 1837; Elie de Beaumont, *l'Institut*, 22 *Janv.* 1845; Bischof, *Wärmelehre*, 1837.

Wirkungen der inneren Erdwärme.

20. Vorbemerkung.

So wie die Frage über die Ursache der inneren Erdwärme, ob diese Wärme ein Ueberrest früherer hoher Temperatur, oder ein Product fortdauernder chemischer oder elektrischer Processe

sei, unentschieden gelassen werden musste, so ist es auch selten möglich, die unmittelbaren Wirkungen der hohen Temperatur des Inneren zu trennen von Erscheinungen, die vielleicht mit ihr selbst aus einem gemeinschaftlichen Princip abgeleitet werden müssen. Da nämlich grosse Wärmeveränderungen sowohl Ursache als Wirkung molecularer Thätigkeiten sein können, so kann oft nur, wenn der Process vor unseren Augen vorgeht, die wahre Dynamik desselben festgestellt werden, nicht aber, wenn nur die letzten Aeusserungen, oder die längst gebildeten Producte desselben vorliegen. Die einen dieser Aeusserungen und Producte werden sich mehr als directe Wirkungen der Wärme, andere eher als Producte einer inneren chemischen Thätigkeit darstellen, beide aber so in einander verfliessen, dass jede Scheidung derselben willkührlich erscheinen müsste. Welches aber auch das wahre Wesen der hier vereinigten Erscheinungen sei, so ist der Sitz der bei ihrer Erzeugung vorherrschenden Thätigkeit jedenfalls im Inneren der Erde zu suchen, es sind Wirkungen subterraner Kräfte, die sich an der Oberfläche äussern, und alle stehn, wenn auch die Wärme nicht das Princip dieser Kräfte wäre, doch mit hohen Temperaturen, entweder jetzt noch in enger Verbindung, oder es lässt sich mit grosser Wahrscheinlichkeit voraussetzen, dass starke Erhöhungen der Temperatur bei ihrer Bildung vorgekommen seien; es sind entweder Wärmeerzeugnisse, oder von Wärme begleitete Erzeugnisse.

I. THERMEN.

21. Wärmeverhältnisse.

Thermen, Thermalwasser, warme Quellen heissen alle Quellwasser, deren Temperatur höher ist, als die Mitteltemperatur des Bodens, aus dem sie entspringen. Da die Bodentemperaturen mit zunehmender Breite oder Erhebung über der Meeresfläche abnehmen und selbst unter 0^0 fallen, so kann eine Quelle in grösserer Entfernung vom Aequator oder auf Hochländern eine Therme sein, die näher am Aequator oder in Niederungen als ein kaltes Wasser betrachtet werden müsste. Es lassen sich daher die Thermen, deren Temperatur tiefer ist, als die höchste Bodentem-

peratur der heissen Zone, also die Thermen von 0° bis 30°, als relative Thermen unterscheiden von den absoluten Thermen, deren Temperatur von 30° bis 100° steigen kann, und die überall auf der Erdfläche zu den warmen Quellen gezählt werden müssten.

In die Classe der relativen Thermen gehören:

Ortsname.	Land.	Mittlere Lufttemperatur.	Quellentemperatur.	Differenz.
Giwarten-fiäll	Lappland	— 3°,75	1°,20	4°,95
Werchoturie	Sibirien	— 0,88	2,37	3,25
Umeo	Schweden	0,77	2,90	2,13
Gotthardpass	Alpen	— 0,90	3,50	4,40
Kasan	Russland	2,20	6,25	4,05
Upsala	Schweden	5,30	6,50	1,20
Rippoldsau	Schwaben	7,50	10,00	2,50
Reichenhall, Soole	Baiern	9,00	16,25	7,25
Selters	Nassau	10,00	16,87	6,87
Kissingen, Soole	Franken	10,00	20,00	10,00
Brenner-Bad	Tyrol	4,50	22,50	18,00
Wyssenburg	C. Bern	6,00	27,50	21,50

Bekanntere absolute Thermen sind:

Ortsname.	Land.	Mittlere Lufttemperatur.	Quellentemperatur.	Differenz.
Schinznach	C. Aargau	9,30	31,50	22,20
Pfeffers	C. St. Gallen.	9,00	37,20	28,20
Lavey	C. Waadt	9,50	45,00	35,50
Gastein	Salzburg	6,50	47,50	41,00
Leuk	Wallis	3,00	50,70	47,70
Baden	C. Aargau	8,80	51,00	42,20
Aachen	Niederrhein	9,50	57,50	48,00
Baden	Baden	10,00	67,50	57,50
Karlsbad	Böhmen	7,50	75,00	67,50
Chaudes-Aigues	Cantal	10,00	80,00	70,00
Ischia	Neapel	16,00	99,00	83,00
Geyser	Island	4,00	100,00	96,00

Im Inneren des Bodens steigt die Temperatur, unter dem Druck der Wassersäule, auch höher als 100°. In einer Tiefe von 10^{m} fand Robert die Temperatur des Geyserwassers gleich 104°, in 20^{m} Tiefe gleich 124°; diejenige des Strokr in 13^{m} Tiefe gleich 111°.

Die Temperatur der Thermalwasser ist, so weit als die Beobachtung zurückzugehn vermag, constant. An mehreren französischen Thermen (*Vichi*, *Mont-Dore*, *Luxeuil*, *Pyrenäenbäder*) glaubten Chevallier u. A. in neuerer Zeit eine Abnahme der Temperatur nachweisen zu können, von Anderen jedoch ist diese Behauptung bestritten worden. Dass die Temperatur der Thermen in den östlichen Pyrenäen seit 1754 keine Veränderung erlitten habe, scheint aus Untersuchungen von Legrand hervorzugehn. Indess sind selbst in neuerer Zeit die thermometrischen Bestimmungen zu wenig genau, als dass über die Beständigkeit der Quellentemperatur mit Sicherheit entschieden werden könnte. Die berühmteren heissen Quellen in Europa und Asien wurden schon vor Jahrtausenden als Heilbäder benutzt [*Mont-Dore; Aix (aquæ Sextiæ); Pisa; Bäder von Tiberias; Abano (thermæ Aponenses)*]. — Ungleichheiten der Temperatur mehrerer Thermen in verschiedenen Jahreszeiten können vom Zufluss der Tagwasser, oder von einem längeren Lauf in geringer Tiefe herrühren. In vulcanischen Gegenden, oder unter dem Einfluss von Erdbeben sind zuweilen sowohl Erhöhungen als Erniedrigungen der Quellenwärme beobachtet worden. So fand Boussingault die Temperatur der sehr starken Quelle von *Mariara* in *Venezuela* gleich 64°, während sie, 23 Jahre früher, v. Humboldt gleich 59°,3 bestimmt hatte. Die isländischen Springquellen, der *Grosse Geyser* und der *Strokr*, zeigen nur während der periodischen Eruptionen die Temperatur der Siedhitze; in den Zwischenzeiten der Ruhe sinkt die Wärme auf 90° und noch tiefer.

Eine oft wiederholte Behauptung schreibt den Thermalwassern eine grössere Wärmecapacität zu, als dem gewöhnlichen Wasser, daher jene, unter gleichen Verhältnissen, langsamer als dieses erkalten sollen. Genaue vergleichende Versuche von Longchamp, Struve, Reuss, Anglada, Pagenstecher, Brunner u. A. haben bewiesen, dass dieser Unterschied nicht statt finde.

Literatur. Wahlenberg, *Beob. über Quellenwärme*, *Gilb. Ann. XLI.* 1812; —, *de veget. et climate in Helvet. sept.* 1813; von Buch, *Bemerk. über*

Quellentemperat. Poggd. XII. 1828; Kupffer, *über die mittl. Temp. der Luft und des Bodens, Poggd. XV.* 1829; Krug von Nidda, *über die Mineralquellen auf Island, Karst. Arch. IX.* 1836; Robert, *sur les Geysers en Islande, Bull. géol.* 1840; Kämtz, *Meteorologie, II.* 1832; Muncke, im *n. G.* Art. *Quelle*, 1834; Bischof, *Wärmelehre*, 1837; Osann, *Darstell. der bekannten Heilquellen*, 1839; Legrand, im *l'Inst.* 1835.

22. Bestandtheile.

Die Temperatur der Quellen ist unabhängig von der chemischen Beschaffenheit des Quellwassers. Die einen Thermen, von geringer oder hoher Temperatur, enthalten weniger fixe oder gasförmige Bestandtheile, als gewöhnliche Brunnenwasser *(Gastein, Pfeffers, Luxeuil)*, andere absolute Thermen gehören umgekehrt zu den an aufgelösten Stoffen reichsten Mineralwassern *(Montefalcone, Wiesbaden, Mehadia, Karlsbad)*, ihre fixen und gasförmigen Bestandtheile sind von mannigfaltigster Art, und dieselben Stoffe finden sich auch in Quellwassern, die keineswegs eine auffallende Wärme besitzen und kaum zu den Thermen gezählt werden können.

Dennoch lassen sich zwischen der Temperatur und den Bestandtheilen der Mineralwasser einige Beziehungen auffinden, die nicht zufällig zu sein scheinen.

1. Reine Quellwasser, die sich durch Armuth an fixen oder gasförmigen Stoffen auszeichnen, sind grösstentheils absolute Thermen; so

Luxeuil	mit 0,24	fixen Theilen p. m. Wasser, und	56°,0	Temp.
Pfeffers	» 0,29	. . . .	37,2	»
Gastein	» 0,35	. . . .	47,5	»
Plombières	» 0,48	. . . .	65,0	»
Wildbad	» 0,56	. . . .	37,5	»
Bormio	» 0,57	. . . .	40,0	»

2. Eisenwasser sind gewöhnlich kalte Quellen, deren Temperatur von der mittleren der Oberfläche nicht abweicht, oder sie nur wenig übersteigt; so Pyrmont mit 13°,75, Driburg mit 10°, K. Franzensbad mit 11°,7, Spaa mit 10°, Rohitsch mit 11°25, Blumenstein mit 15°.

3. Bitterwasser sind ebenfalls kalte Quellen. Die Temperatur von Saidschütz ist 15°,6, von Püllna 8°,75.

4. Glaubersalzwasser zeigen sehr ungleiche und zum Theil hohe Temperaturen; so Marienbad 12°, S. Gervais (Savoyen)

41°,25, Lavey 45°, Bath 46°,25, Néris (l'Allier) 52°,5, Karlsbad 75°. Die kalten Quellen dieser Classe entwickeln meist beträchtlich viel Kohlensäure und sind daher zugleich Sauerwasser; die warmen enthalten auch kohlensaure, schwefelsaure und salzsaure Salze.

5. Alkalische Wasser, in denen kohlensaures Natron vorherrscht, sind ebenfalls theils kalte, theils warme Quellen. Zu den ersteren gehören Rosenlaui mit 8°, Tarasp mit 9°, Fachingen mit 10°; zu den letzteren Schlangenbad mit 31°,25, S. Nectaire mit 38°,75, Vichy mit 35°, Töplitz mit 49°,4, Ems mit 56°,25, Chaudes-Aigues mit 80°.

6. Kalkerde führende Wasser, oft beträchtliche Travertin- und Tropfsteinmassen ablagernd, kommen von allen Temperaturen vor; die durch die Mächtigkeit des gebildeten Travertins ausgezeichneteren sind aber stets Thermen von meist hoher Temperatur. Kalte Quellen dieser Art sind die vielen Tufwasser in der flachen und gebirgigen Schweiz, die Sinterwasser der Tropfsteinhöhlen, die Sumpfwasser in den Ebenen von Ungarn, der Anio bei Tivoli. Berühmtere Thermalwasser von starkem Kalkerdegehalt sind S. Allyre bei Clermont mit 24°, S. Vignone in Toscana mit 32°,5, S. Filippo in Toscana mit 24°.

7. Gyps bildet den Hauptbestandtheil vieler sowohl kalter als warmer Quellen; so derjenigen von Wyssenburg mit 27°,5, von Pisa mit 44°, von Bagnères de Bigorre mit 50°, von Leuk mit 50°,7, von Lucca mit 54° Temperatur; auch der kalten Schwefelwasser von Gurnigel, Lalliaz, Bex und vieler anderer.

8. Kieselerde ist zwar auch kalten Quellen nicht fremd (Marienbad in Böhmen, Suliguli in Marmarosch), kommt aber in beträchtlicher Menge vorzugsweise in heissen Quellen vor, wie im Geyserwasser, dessen fixe Bestandtheile, 1 p. m., zur Hälfte aus Kieselerde bestehn, im Wasser der Caldera von S. Miguel unter den Azoren, in den siedend heissen Springquellen auf Neu-Seeland.

9. Soolwasser, theils mit geringem, dem Geschmack unmerklichem, theils mit sehr starkem Kochsalzgehalt, finden sich von jeder Temperatur. Zu den bekannteren Thermen, die sich sowohl durch hohe Temperatur als grösseren Salzgehalt auszeich-

nen, gehören Bourbonne-les Bains mit 58°,75, Baden-Baden mit 67°,5, Wiesbaden mit 70°, Burtscheid mit 77°,5, Ischia mit 99°; laue und kalte Soolwasser von beträchtlichem Salzgehalt sind diejenigen von Doberan mit 5°,6 Temperatur und 14,3 p. m. CN., Homburg v. d. Höhe mit 10°,6 Temp. und 10,3 p. m. CN., Kissingen mit 11°,25 Temp. und 13,9 p. m. CN., Sülz in Mecklenburg mit 12° Temp. und 44,5 p. m. CN., Kreuznach mit 30° Temperatur und 9,5 p. m. Chlornatrium.

10. Schwefelwasser kommen eben so häufig von niedrigen, als von mittleren und hohen Temperaturen vor; doch sind die letztern in der Regel die stärksten. Schwächere kalte Schwefelwasser sind häufig in der Schweiz, meist auch Gyps führend; so Gurnigel, Leissigen, Bex, Lalliaz u. a. In Deutschland gehören die Quellen in Nenndorf zu den stärksten kalten Schwefelwassern. Warme Schwefelthermen sind diejenigen von Baden und Schinznach im Aargau, von Aachen und Burtscheid, von Baden bei Wien, Mehadia bei Orsowa an der türkischen Grenze, Barèges, Aix in Savoyen, Abano, S. Filippo u. a.

11. Sauerwasser. Die stärkeren Säuerlinge, die in 1 Pfund Wasser 20 bis 60 CZ. kohlensaures Gas enthalten, sind meist relative Thermen von so niedriger Temperatur, dass sie als kalte oder laue Quellen betrachtet werden. So Rohitsch mit 11°,25, Driburg mit 10°, Brückenau mit 10°, Rippoldsau mit 10°, Selters mit 16°,87, Geilnau mit 11°, Schwalbach mit 11°,25, Schuols in Unterengadin mit 10°, S. Moritz in Oberengadin mit 7°, S. Bernardino mit 9°.

Literatur. Osann, *Heilquellen*, 1839; Bischof, *Wärmelehre*, 1837; v. Buch, *über Quellentemperatur. Poggd. XII.*

23. Vorkommen.

Man findet Thermen jeder Temperatur unter allen Breiten. Die Geyserquelle, umgeben von mehr als fünfzig eben so heissen Thermen, kommt an der Grenze der Polarzone vor, die heisse Quelle von Cuença in Quito zunächst am Aequator; die vielen Thermen an der Küste von Venezuela sind nur um 10° vom Aequator entfernt. — Auch die Erhebung über die Meeresfläche steht in keiner Beziehung zu der Temperatur der Thermen. In

der Nähe von Vulcano (Liparen) entspringt eine heisse Quelle unter dem Niveau des Meeres, die Thermen auf Ischia und Island befinden sich nur in geringer Höhe über dem Meeresspiegel; dagegen beträgt die absolute Höhe von Gastein 3230′, diejenige von Leuk 4400′, diejenige des Brennerbades 4500′, Cuença liegt 8100′ über dem Meere, und auf den Höhen des Himalaya, an den Quellen des Setledg, des Dschemna und Ganges, brechen heisse Thermalwasser, mächtige Massen von Travertin oder Eisenocher ablagernd, unter der Schneedecke hervor, in absoluten Höhen von 12000 F. und mehr. — Ein auffallendes Verhältniss besteht zwischen der Lage vieler Thermen und der Bodengestaltung ihrer Umgebung. Die Mehrzahl heisser Quellen, die in Gebirgsländern entspringen, treten aus dem Grunde tiefer und wilder Schluchten hervor, sie liegen in engen Spalten- und Kesselthälern, umschlossen von himmelhohen, meist nackten Felswänden; so die Thermen von Gastein, Pfeffers, Leuk, Wyssenburg, S. Gervais, Bormio in den Alpen, Karlsbad im Fichtelgebirge, Plombières in den Vogesen, Mont-Dore in der Auvergne, Barèges in den Pyrenäen; auch die heissen Quellen des Himalaya entspringen in schauerlich tiefen Felsthälern. Oder, die Thermen liegen in Engpässen, im Querdurchschnitt von Ketten; so Lavey an der Rhone zwischen der D. du Midi und D. de Morcles, Baden bei Zürich in einem Querbruch der vorderen Jurakette, Schinznach in einem westlicheren Querbruch derselben Kette, Digne in der Provence in dem Querthal des Escure, der die äusserste Liaskette durchschneidet. Bei mehreren Thermen zeigt sich diese charakteristische Gestaltung weniger deutlich; sie liegen in weiten Thälern von Hügelland, wie Aachen und Burtscheid, Ems, Töplitz, Aix in der Provence, Lucca, Abano, oder am äusseren Abfall der Gebirge, wie Wiesbaden, Luxeuil, Pisa. — Eine unverkennbare Beziehung tritt auch zwischen den Thermen und den Steinarten ihrer Umgebung hervor. In vulcanischen Gegenden sind heisse Quellen besonders häufig; es mag die vulcanische Thätigkeit noch fortdauernd wirksam sein, wie in der Umgebung von Neapel, auf Vulcano, auf Island, oder nur aus den Producten, die sie hinterlassen hat, Lavamassen, Basalten, Trachyten, Porphyren, erkannt werden, wie bei Abano

in der Nähe der Euganeen, bei S. Filippo und S. Vignone, am Abfall des M. Amiata, in der Auvergne, in Böhmen. In den Alpen und auch im Himalaya vermisst man diese Beziehung zwischen den Thermen und der Steinart; die Quellen von Wyssenburg, Leuk, Pfeffers, so wie auch Baden und Schinznach im Jura, entspringen aus Flötzbildungen, aus Kalkstein und Schiefer; S. Gervais, Lavey, Bormio stehn auf der Grenze des Kalksteins und der Feldspathgebirge; Gastein ist von Gneis und Glimmerschiefer umgeben. Als ob der eine Charakter den anderen vertrete, sind gerade diejenigen Thermen durch die schluchtartige Gestaltung ihrer Umgebung ausgezeichnet, in deren Nähe keine Spur vulcanischer Gesteine gefunden wird.

24. Theorie.

Die Erzeugung künstlicher Thermen vermittelst artesischer Brunnen begründet die einfachste Erklärung dieser Erscheinung. Die Wasser, die durch die Bohrlöcher als Springquellen an die Oberfläche treten, haben die höhere Temperatur der tiefsten Stelle des Bohrlochs, und es steht demnach in Aussicht, dass es der Technik gelingen werde, nach Willkühr springende Thermen von jeder verlangten Temperatur zu erbohren. Die in Paris erbohrte starke Springquelle besitzt eine Temperatur von $27^0,7$, und hat demnach die Wärme der natürlichen Therme von Wyssenburg; die Wasser, die in Neu-Salzwerk erbohrt worden sind, haben eine Temperatur von $32^0,75$, also diejenige der absoluten Therme von Schinznach. Da man annehmen darf, dass für je 100 bis 110 F. die Temperatur nach dem Inneren zu um 1^0 zunehme, so lässt sich leicht die Tiefe berechnen, bis in welche gebohrt werden müsste, damit das Springwasser eine gewünschte Wärme habe.

Gemäss diesen Erfahrungen erklären sich die Thermen durch die Annahme heberförmiger Canäle oder Gebirgsspalten, deren Biegung bis in eine Tiefe hinabgeht, wo eine der Therme gleiche Temperatur herrscht. Daher das häufigere Vorkommen heisser Quellen in vulcanischen Gegenden, wo eine Verbindung der Oberfläche mit dem Inneren der Erde ohnehin angenommen werden muss; daher auch ihr Hervortreten in Spaltenthälern, wo die Fortsetzung der Spalte nach der Tiefe, unter den meist aus einem

Haufwerk von Blöcken, oder aus kleinerem Schutt bestehenden Thalboden, selten bezweifelt werden kann. Im Gebirgsland lässt übrigens das Aufsteigen der Chthonisothermen unter den Gebirgsmassen oft eine noch einfachere Erklärung zu, indem im Inneren des Gebirges die Temperatur der Quelle, die an seinem Fusse hervortritt, sich auf einem höheren Niveau, als das der Quelle, finden kann (Bischof). Setzt man z. B. die Mitteltemperatur auf dem 12000′ hohen Ortler gleich -10^0, so steigt die Chthonisotherme von $+40^0$ unter diesem Gipfel wenigstens noch in eine Höhe von 6000′, wenn man für je 120′ eine Wärmezunahme von 1^0 annimmt, und das Wasser, das zwischen den nördlich fallenden Kalklagern der Ortlermasse durchsintert, hätte immer noch hinreichendes Gefäll, um in der Höhe von 4600′ die Therme von Bormio zu bilden. Auch im Himalaya ist wohl der Heerd, von dem die Thermalwasser ihre Wärme erhalten, eher über als unter den Quellen zu suchen.

Für Thermen von hoher Temperatur, die nicht von hoch ansteigenden Gebirgsmassen beherrscht werden, z. B. für die Quellen von Karlsbad, Aachen, Chaudes-aigues, Ischia, für die isländischen Thermen, wird jedoch die Annahme einer heberförmigen Verbindung, die in eine Tiefe von vielen tausend Fuss hinabgehen müsste, wenig wahrscheinlich, und das Verhalten der isländischen Springquellen (I. 90) führt selbst auch auf eine Modification der Theorie. Das thätige Agens bei diesen ist offenbar Wasserdampf. Durch die latente Wärme des aus der Tiefe heraufdringenden und in den Tagwassern der äusseren Erdkruste sich verdichtenden Dampfes wird die Temperatur dieser Tagwasser schnell bis zum Siedpunkt erhöht, und das erhitzte Wasser durch die Elasticität des fortdauernd zuströmenden Dampfes ausgetrieben. Dasselbe mag, mit grösserer oder geringerer Intensität, in vielen Fällen der von der Natur befolgte Gang sein: ein Hinabdringen atmosphärischen oder anderen Wassers bis in eine Tiefe, wo es in Dampf verwandelt wird, und eine Verdichtung des in die Höhe gestiegenen Dampfes in dem Wurzelsystem einer Quelle, sei es, dass der Dampf seine latente Wärme an das Quellwasser selbst abtrete, oder dass er sie nur dem Gestein mittheile, durch welches die Quelle ihre Zuflüsse erhält.

Die hohe Temperatur der Thermalwasser wurde in älterer Zeit erklärt durch die Voraussetzung localer chemischer Processe, die Zersetzung von Schwefelkiesen (Becher), den Brand von Steinkohlelagern (Klaproth), die Oxydation von Metallen durch Wasser u. s. w. Gegen diese Ansicht spricht die Allgemeinheit der Erscheinung, die seit Jahrtausenden fortdaurende constante Wärme der Thermen, der Mangel an Uebereinstimmung zwischen ihren Bestandtheilen und den Producten der vorausgesetzten Processe. Um die Widerlegung derselben und um die Erklärung der Thermen aus der inneren Erdwärme hat vorzüglich Bischof sich verdient gemacht. Anglada, der ebenfalls die chemische Erklärung der Thermen bestreitet, glaubt die Ursachen der Erwärmuug in elektromotorischen Thätigkeiten zwischen den ungleichartigen Substanzen des Inneren der Erde zu finden. Laplace, v. Humboldt, Berzelius, Daubeny und die Mehrzahl neuerer Chemiker und Geologen nehmen an, dass die Wärme der Thermen und die vulcanischen Erscheinungen enge verwandt und aus derselben Ursache abzuleiten seien. Eben so de Boucheporn, der jedoch diese Wirkungen nicht von der allgemeinen inneren Erdwärme, sondern aus den partiellen chemischen Processen herleitet, die aus dem localen Eindringen des Wassers und der Luft bis zu dem aus Metallverbindungen bestehenden Erdkern und aus der durch ihre Zersetzung erzeugten Wärme entstehen.

Literatur: Berzelius, *die Mineralquellen von Karlsbad etc. Gilb. Ann. LXXIV.* 1823; Bischof, *die vulc. Mineralquellen Deutschl. und Frankr.* 1826; —, *Wärmelehre*, 1837; —, *Geologie*, 1846; Anglada, *mem. sur les eaux min. sulph.* 1827; Daubeny, *Bemerk. über warme Quellen und ihre Verbind. mit Vulcanen, James. Edinb. Journ.* 1832 > *Leonh. u. Bronn*, 1833; —, *sur les eaux min. et therm. l'Inst.* 1839; Forbes, *on the temp. and geol. relat. of hot springs, Ph. Trans.* 1836; Boussingault, *consid. sur les eaux therm. des Cordilières, A. de Ch. LII.*, 1833; de Boucheporn, *études sur l'hist. de la terre*, 1844.

II. Ausströmungen von Gasen, Dämpfen und Bitumen.

25. Wasserdampf.

Die Erklärung des Ursprungs der Thermen aus der Verdichtung heraufdringender Wasserdämpfe wird unterstützt durch das Ausströmen von Wasserdampf aus Spalten und Oeffnungen des Bodens in der nächsten Umgebung heisser Quellen.

Der Boden in der Nähe des Grossen Geyser auf Island zeigt eine Menge von Oeffnungen, zuweilen im Gipfel kleiner Kegel von Kieselsinter; aus den einen steigt Wasserdampf, aus anderen heisses Wasser auf (Robert).

In grösserer Mannigfaltigkeit zeigen sich diese Ausströmungen von Wasserdampf (*Fumachi*, *Fumajuoli*, *Fumarole*, *Bulicami*) in den *Lagoni* von Toscana, in der Nähe von Monte Rotondo, Castelnuovo, Monte Cerboli, Sassou. a. Orte. Die Lagoni sind kleinere und grössere, mit schwärzlich grauem schlammigem Wasser erfüllte Pfützen, durch welches aus Spalten des Bodens (*Suffioni*) in kurzen Intervallen mit dumpfem Getöse heisse Dämpfe aufsteigen und das Wasser in Kegeln erheben, oder oft auch viele Fuss hoch in die Höhe schleudern. Zuweilen fehlt das Wasser, und die Dämpfe dringen unmittelbar aus dem festen oder erweichten Schlammboden oder aus Felsspalten hervor mit einer Steigkraft, die auf die Spalte gelegte Steinchen mehrere Klafter hoch in die Höhe wirft. Oft auch verlassen sie eine Oeffnung und brechen sich neue Ausgänge, welche stetig in immer bestimmter Richtung, bei M. Rotondo z. B., vom tieferen Abhange nach dem höheren, oder von SW nach NO, fortschreiten. Zehn bis zwanzig Teiche und eine grössere Zahl trockener Oeffnungen sind meist staffelweise längs einem Abhange des sehr durchschnittenen Hügellandes vertheilt, und die Ausströmungen hüllen die Gegend in weisse, schwefel- und laugenartig riechende Nebel ein. Der Boden ist ohne Spur von Vegetation, an vielen Stellen brennend heiss und unter den Tritten wiederhallend. Die Oberfläche bildet eine Kruste von verhärtetem Schlamm, aus welchem hin und wieder auch fester Fels hervorragt; in geringer Tiefe aber ist der Schlamm weich und flüssig, und der darüber Schreitende läuft, wie auf Torfmooren, Gefahr durchzubrechen und in die siedend heisse Masse einzusinken. Die Temperatur in den Löchern der *Suffioni* schwankt nach Payen zwischen 97° und 100°, nach Larderel übersteigt sie 125°; diejenige des Wassers in den *Lagoni* steigt auf 93 bis 95°. Zugleich mit dem Wasserdampf entwickeln sich durch die *Suffioni* mannigfaltige andere Gase und Dämpfe. Die Analyse der nicht verdichtbaren Gase zu M. Rotondo ergab auf 100 Theilen (n. Payen)

Kohlensäure	57,30
Stickstoff	10,10
Schwefelwassrst.	1,32
Atmosph. Luft	31,28
	100,00.

Unter den verdichtbaren Substanzen macht vorzüglich Boraxsäure sich bemerkbar, theils aufgelöst im Wasser, theils in weissen und gelben Blättchen den Rand der Lagoni bedeckend; ferner Schwefelsäure, die mit den im Schlammwasser enthaltenen oder in der Umgebung vorhandenen Basen beträchtliche Massen von Gyps und Beschläge von Alaun, Eisenvitriol, Mascagnin, Bittersalz bildet; auch Salzsäure fehlt nicht. Durch Zersetzung des Schwefelwasserstoffes wird Schwefel frei, der, krystallinisch oder dicht, die Spalten erfüllt, und in Krusten den Boden und die Felsen bekleidet. — Ganz ähnliche Erscheinungen wiederholen sich bei S. Filippo, in der Nähe und besonders oberhalb den Thermalquellen: Ausströmungen von Wasserdampf, Schwefelwasserstoff, Kohlensäure und schwefliger Säure, fortdaurende Bildung von Gyps, und mannigfaltige weisse und gelbe Ueberzüge von Schwefel und schwefelsauren Salzen, nicht aber von Boraxsäure, die hier ganz zu fehlen scheint. — Auf der Nordseite des Epomeo auf Ischia, dringen an vielen Stellen, in der Umgebung der heissen Quellen, Wasserdämpfe aus Felsspalten und werden zum Theil zu Dampfbädern *(Stufe)* benutzt. — Reine Wasserdämpfe, deren Temperatur dem Siedpunkt nahe steht, dringen auch bei Baja aus Höhlen der aus vulcanischen Tuf bestehenden Hügel und dienen zu den *Stufe di Tritoli*, oder *Bagni di Nerone*. — In den Bädern von S. Germano am Agnanosee entwickelt sich zugleich mit dem heissen Wasserdampf eine grosse Menge von Schwefelwasserstoffgas, durch dessen Zersetzung Incrustationen von Schwefel, Gyps, Alaun und schwefelsaurem Eisen entstehen. — Dieselben Erscheinungen zeigt in grösserem Verhältniss die Solfatara. Heisse rauchähnliche Dampfsäulen *(Fumarole)* mit Schwefelwasserstoffgas steigen, besonders im östlichen Theile dieses alten Kraterbodens, aus einer zahllosen Menge von Spalten und Oeffnungen der durch ihre Einwirkung zersetzten Laven und Tufe; durch Verdichtung des stärksten Stromes erhielt Breislak einen Brunnen, der in 24 Stunden bei 80 Cub. F. Wasser lieferte. Der ausgeschiedene Schwefel bildet an den Ausgängen der Dämpfe die schönsten Krystallgruppen und Krusten, oder durchdringt in Adern und Knollen die aufgelockerte Oberfläche, in Verbindung mit Schwefelkies, Gyps, Salmiak, Alaun, Eisenvitriol, Bittersalz, Glaubersalz.

Auf der Westseite von Lipari findet man, nahe bei einander,

heisse Dampfausströmungen und Thermalquellen. Aus den einen Oeffnungen steigt, nach Dolomieu, nur Wasserdampf, aus anderen nur Schwefelwasserstoffgas auf, aus noch anderen beide zugleich. Die fast siedend heisse Quelle, die ungefähr 800 F. tiefer entspringt und einen Bach bildet, der Mühlen treibt, hat keinen Schwefelgeruch und enthält nur schwefelsaure Salze. Eine tief eingreifende Zersetzung und Entfärbung des vulcanischen Tufbodens und Bildung von Gyps ist auch hier mit diesen Exhalationen verbunden. Nur sieben Jahre nach Dolomieu fand jedoch Spallanzani die Dampf- und Gasexhalationen sehr viel schwächer. — Aehnliche Verhältnisse zeigen die Dampfbäder von S. Calogero bei Sciacca, an der Südküste von Sicilien: in der Höhe Ausströmungen heisser Wasserdämpfe aus den Klüften des herrschenden Kalksteins, in der Tiefe die wasserreiche Thermalquelle von 56° Temp. einen starken Schwefelgeruch verbreitend.

Auf der ganz vulcanischen Insel Pantellaria dringen an den Seitenwänden des centralen Bimsteingebirges aus zahlreichen Oeffnungen heisse Wasserdämpfe, und am Fuss derselben entspringen viele heisse Quellen von zum Theil ungewöhnlich grossem Wasserreichthum.

Die Verhältnisse der berühmten Thermen von Hammam-mes-Kutin (I, 245) scheinen denjenigen von S. Filippo ganz analog: reiches Ausströmen von Wasserdampf, welcher die Wasser der Hauptquelle auf 95° erhält und die Umgebung in Nebel hüllt, Entwicklung von kohlensaurem und Schwefelwasserstoffgas, mächtige Ablagerungen von Travertin oder *Tartaro*, Incrustationen von Schwefel, Bildung von Gyps, Schwefelkies und Eisenvitriol, der Boden unter dem Auftreten wiederhallend und an vielen Stellen brennend heiss.

Am bedeutendsten ist die Entwicklung von Wasserdampf in den Krateren und in der nächsten Umgebung noch thätiger Vulcane und an der Oberfläche der noch nicht erkalteten Lavaströme. Die *Fumarolen*, die als weisse Nebel aus allen Spalten des Bodens und der Wandungen der Krater hervordringen und sich über dem Vulcan zu einer Wolke vereinigen, sind grösstentheils Wasserdampf, nnd eben so die aus den Laven, in grosser Entfernung von ihrem

Ursprung und Jahre lang nach ihrem Ausfluss aufsteigenden Fumarolen. Es bestätigen diess alle Untersuchungen über die Fumarolen des Vesuv und Aetna, so wie über diejenigen des Pic von Teneriffa, und sowohl von Humboldt, als Boussingault haben es für die Vulcane von Mexico und Südamerika nachgewiesen. Der Letztere fand am Vulcan von Pasto die Temperatur der Wasserdämpfe bei ihrem Austreten noch auf 102°. Die Wasserdämpfe sind auch hier begleitet von Schwefel- und Chlorwasserstoff, schwefelichter Säure und Kohlensäure; im Krater von Vulcano auch von Boraxsäure.

Seltener findet man Ausströmungen von Wasserdampf in nicht vulcanischen Gegenden. In der Nähe von Montpellier, dessen Mitteltemperatur + 17° beträgt, dringen Wasserdämpfe von 23° Wärme aus Spalten der tertiären Kalkfelsen, und in 34m tief abwärts führenden Höhlen hält sich die Lufttemperatur constant auf 21°,5. In der Nähe entspringende Quellen zeigen 21 bis 22° Wärme.

Der Ursprung der Wasserdampfausströmungen kann nicht wohl anders, als derjenige der Thermen, gedeutet werden, und, so wie diese oft mannigfaltige andere Stoffe mitführen, so kann auch das Vorkommen solcher Stoffe in den Dämpfen nicht befremden. Zur Erklärung der Erscheinungen in Toscana bringt jedoch Payen eine von der inneren Erdwärme unabhängige Theorie in Vorschlag: eine sehr tief liegende Masse von Schwefelboron, auf welche eindringendes Meerwasser einwirkt, daher Bildung von Boraxsäure, von Schwefelwasserstoff, und starke Erhitzung; der hiedurch entstandene Wasserdampf reisst diese Producte, zugleich mit der aus der Zersetzung der Chlorverbindungen des Seewassers hervorgegangenen Salzsäure, so wie mit dem durch die organischen Substanzen desselben gelieferten Ammoniak, in die Höhe; die Kohlensäure aber entsteht aus der Zersetzung des Kalksteins durch die Boraxsäure, die Schwefelsäure aus dem Schwefelwasserstoff unter Einwirkung der atmosphärischen Luft. Es lässt sich indess kaum das Phänomen der *Lagoni* als ein isolirter Process betrachten und von den vielen in ihrer Umgebung verbreiteten Aeusserungen einer energischen subterranen Thätigkeit trennen, und das Vorkommen ganz ähnlicher Erscheinungen, wie die *Lagoni* sie darbieten, zu *S. Filippo*, ohne von Boraxsäure begleitet zu sein, scheint zu beweisen, dass dieser nicht die Hauptrolle in dem Process zukomme. Breislak nimmt an, dass die Wasserdämpfe der *Solfatara* aus der Verbindung des Wasserstoffes des Schwefelwasserstoffgases mit dem Sauerstoff der Atmosphäre hervorgehe, und Melloni und Piria unterstützen diese Ansicht durch

Thatsachen. Wird einer Fumarole eine glimmende Kohle oder ein glühendes Eisen oder Lavastück genähert, so vermehrt sich plötzlich der weisse Rauch sehr bedeutend und erfüllt bald die ganze Umgebung; glühendes Glas, Kupfer, Zink, Antimon zeigen diese Wirkung nicht. Es müssen daher jene Körper, so wie Platinschwamm auf ein Gemenge von Wasserstoff und atmosphärischer Luft einwirkt, eine schnelle Wechselverbindung der Bestandtheile des Schwefelwasserstoffes und der atmosphärischen Luft, d. h. Wasserdampf und schweflichte Säure erzeugen. Diese Zersetzung geht vor im Inneren des vulcanischen Heerdes der *Solfatara* durch Berührung der Gase mit der glühenden Lava, und die Fumarolen enthalten, nebst den gasförmigen Zersetzungsproducten, auch den ausgeschiedenen fein zertheilten Schwefel. Auf ähnliche Art mögen im Krater des Vesuv, durch Zersetzung der Chlorwasserstoffsäure Fumarolen entstehen. — Das nicht seltene Vorkommen von reinen Wasserdampfausströmungen, worin keine Spuren anderer Gase wahrzunehmen sind, beweist jedoch, dass auch diese Erklärung nicht Anspruch auf Allgemeinheit machen kann.

Literatur: *Die früher a. W. über Island;* Mascagni, *dei lagoni del Senese e del Volterrano*, 1779; Santi, *viaggio al Mont. Amiata*, 1795; Targioni-Tozzetti, *Reisen in Toscana*, 1787; Payen, *acide borique des suffioni de la Toscane, A. de Ch.* 1841; Larderel, im *l'Institut*, 19. *August* 1846; Breislak, *voy. dans la Campanie* 1801; —, *Instit. géol. III*, 1822; Melloni et Piria, *rech. sur les fumaroles, A. d. Ch. LXXIV*, 1840, > *Leonh. u. Bronn*, 1844; Dolomieu, *voy. aux îles de Lipari*, 1783; Spallanzani, *viaggi*, 1793; Hoffmann, *geogn. Beob. in Italien u. Sicilien*, 1839; Boussingault, *rech. sur les gaz qui se dégagent des volcans de l'équateur, Ann. de Ch. LII.*, 1833; Tripier, *eaux thermales de Constantine, Ann. de Ch.* 1841; Marcel de Serres, *s. l. chaleur des cav. près Montp. Bibl. univ. X.* 1837.

26. Stickgas.

Das Vorkommen von Stickgas in Mineralwassern, besonders in Thermen, ist früher (1,93) angeführt worden; als mächtige Gasausströmung hat man es durch von Humboldt kennen gelernt.

In einem Theile des Waldes von Turbaco befindet sich eine lichte Stelle von aller Vegetation entblösst; der Boden ist schwärzlicher Thonschiefer, und demselben aufgesetzt sieht man 15 bis 20, 3 bis 4 Klafter hohe, ziemlich flache, abgestumpfte Schlammkegel, *Volcancitos*, auf der Spitze eines jeden eine Oeffnung, ½ und 2 Fuss im Durchmesser, mit schlammigem Wasser erfüllt, durch welches periodisch, nach vorhergegangenem dumpfem Getöse, Luftblasen aufsteigen, oft so heftig, dass das Wasser aufgeschleudert wird, oder an dem Abhange des Kegels herabfliesst. Eine

einzige dieser Blasen, deren wohl fünf in zwei Minuten aufstiegen, enthielt 10 bis 12 Cubiczoll Luft. Mehrere Oeffnungen befinden sich auch unmittelbar im flachen Boden selbst. Alles Verhältnisse, wie sie die Macaluba und andere Schlammvulcane darbieten (I,285).

Das Thermometer zeigte in freier Luft, vor der Sonne geschützt, 27°,5, im Wasser der kleinen Krater 27° bis 27°,2. Ausbrüche von Flammen sind hier niemals beobachtet worden.

Das Gas der *Volcancitos* ist fast reines Stickgas; auf 100 Theile mögen höchstens 1½ Theile Sauerstoff kommen; der Geruch entdeckt keine Spur von Schwefelwasserstoff. Die Menge des in einem Tage aus sämmtlichen Luftvulcanen von Turbaco aufsteigenden Stickgases kann auf mehr als 3000 Cubicfuss geschätzt werden.

Zur Erklärung dieser Menge von Stickgas, die dem Erdinneren entströmt, liegt die Annahme einer fortdaurenden Zersetzung atmosphärischer Luft durch einen im Inneren vorgehenden Oxydationsprocess am nächsten; es scheint jedoch, die Producte der Oxydation müssten, entweder mit dem Stickgas zugleich an die Oberfläche treten, oder längst schon um die sich oxydirende Masse eine Kruste gebildet haben, die eine fernere Einwirkung verhindern würde. — Nach de Boucheporn besteht der noch nicht oxydirte metallische Erdkern unterhalb der Granitschale aus Cyanmetallen und ihren Verbindungen mit Chlor-, Fluor- und Schwefelmetallen, es gehen Zersetzungen vor durch herabdringendes Wasser, daher Entbindung von Hydrocyansäure, Schwefelwasserstoffgas u. a., und durch Verbrennung der ersteren freies Stickgas, Kohlensäure und Wasser.

Literatur: v. Humboldt, *Atlas pittoresque*, 1800; —, *Reisen*, *Cap. XXIX*; de Boucheporn, *études*, 1844.

27. Kohlensäure.

Fortdaurende Exhalationen von kohlensaurem Gas oder *Mofetten* finden sich getrennt von Sauerwassern, eben so wie Ausströmungen von Wasserdämpfen unabhängig von Thermen vorkommen.

«Wir können, sagt Hoffmann, den ansehnlichen Landstrich auf dem linken Ufer der Weser, in der Strecke von Karlshafen bis Vlotho und bis an den Abhang des Teutoburgerwaldes, als

eine siebähnlich durchlöcherte Oberfläche ansehen, aus deren am vollkommensten geöffneten Zerspaltungen sich heute noch die Gasarten hervordrängen, welche fortwährend in der Tiefe, auf der Werkstätte des vulcanischen Heerdes, durch uns unbekannte Processe entwickelt werden.» Mit Mineralwassern ist in dieser Gegend die Kohlensäure verbunden zu Pyrmont, Driburg, Meinberg, Hof-Geismar, in Gasquellen erscheint sie in der Dunsthöhle bei Pyrmont, und an vielen anderen Stellen. In der Dunsthöhle schwankt die Höhe der Gasschicht zu verschiedenen Zeiten zwischen 2 und 8 Fuss, auch in dieser Schicht aber bestehen nur 13⅓ p. c. aus Kohlensäure und das Uebrige ist atmosphärishe Luft. «In der sumpfigen Wiesenfläche von Istrup, sagt H., sah ich Schlammhügel von 15—20′ Höhe und wohl 100′ Umfang durch diese Gasströme aufgeworfen und an ihrer Oberfläche zahllose kleine Wasserbehälter, oder Pfützen, deren Oberfläche fortwährend in brodelnder Bewegung durch faustgrosse Blasen von Kohlensäure erhalten wird. Die Gasquelle am südlichen Abhange eines Hügels, bei Brackel, hat Gesteine ausgeworfen, welche fast an die Nähe des durch jüngere Bildungen weithin verborgenen Uebergangsgebirges erinnern, und die sich nirgends mehr auf dieser Hochfläche wiederfinden.»

«Die vielen Ausströmungen von Kohlensäure in der Eifel und in den Umgebungen des Laachersee's, schreibt Bischof, finden sich keineswegs in den Kratern dieser Gegenden, sondern meistens in benachbarten tief eingeschnittenen Thälern. Nur der Laachersee selbst und das Kesselthal der Wehr machen eine Ausnahme. Nicht nur am Ufer des See's, sondern aus dem See selbst, bemerkt man Entwicklungen von Kohlensäure, doch nur an Stellen, wo das Wasser nicht über 1 bis 2′ tief ist. In dem Wehrthal, dem wahrscheinlichen Mittelpunkt des ehemaligen Kraters, zeigt sich die stärkste, eine wahrhaft Staunen erregende Kohlensäureentwicklung. Eine einzige Gasquelle im Brohlthale entwickelt in 24 Stunden 4237 bis 5650 rhl. Cubicfuss Gas. Solcher Gasquellen sind aber unzählige. Nach ungefährer Schätzung betragen die sämmtlichen Ausströmungen in den Umgebungen des Laachersee's gewiss tausendmal so viel, so dass also täglich dort

5 Mill. C. F. oder 600000 Pfund Kohlensäure aus dem Boden aufsteigen. » — «Das kohlensaure Gas, schreibt ebenfalls Bischof, welches aus dem tiefen Bohrloch von Neusalzwerk frei ausströmt, beträgt in der Minute 2,8 C. F., folglich im Jahr fast $1\frac{1}{2}$ Millionen C. F. Die Menge der Kohlensäure, welche vom Wasser absorbirt mit demselben fortfliesst, ist noch viel bedeutender, da in der Minute 60 C. F. Soole ablaufen und dieselbe mit jener Säure gesättigt ist. Diese Menge beträgt in der Minute 43,3 C. F., mithin im Jahr fast 23 Millionen C. F. Die ganze Menge der frei ausströmenden und der mit der Soole fortfliessenden Kohlensäure beläuft sich demnach jährlich über 24 Mill. C. F.

Kohlensaures Gas steigt, n. Heidler, in der Nähe von Marienbad in Böhmen, vorzüglich in dem grossen Moorlager hinter dem Badehause in so unermesslicher Menge aus der Erde, wie vielleicht nirgends in der Welt. Es herrscht auch auf jenem Moor ein starker Geruch nach Schwefelwasserstoff und an vielen Stellen setzt sich Schwefel ab.

Die vulcanischen Gegenden der Auvergne und des Vivarais zeigen ebenfalls häufige Exhalationen freier Kohlensäure. Sie strömt in Menge aus den Klüften des Gneisgebirges von Pont-Gibaud.

In Italien sind vorzüglich die Mofetten von Pereta im südwestlichen Toscana, von Latera südlich von Acquapendente und der Hundsgrotte am Agnanosee bei Neapel genauer untersucht worden, Bei Pereta entwickelt sich die Kohlensäure zugleich mit Schwefelwasserstoff in den Schwefelgruben. Zu Latera wird seit ältester Zeit Schwefel gewonnen; mit ihm kommen Alaunstein und schwefelsaure Salze vor. Breislak schätzt die Höhe der mephitischen Gasschicht in der Hundsgrotte nur auf 8 Zoll; die Grotte selbst, von geringer Tiefe und Breite, scheint ein alter Puzzolanstollen zu sein. In geringer Entfernung vor derselben sind die heissen Ausströmungen von Wasserdampf und Schwefelwasserstoffgas von S. Germano. — Bei Schuls in Unterengadin nennt man mehrere Oeffnungen, aus denen Kohlensäure ausströmt, die Todesgruben. — In der Schwefelhöhle von Büdöshegy (stinkender Berg) in Siebenbürgen, am Abhange eines Trachytberges, scheint das ausströmende Gas grösstentheils Kohlensäure und nur in geringem Verhältniss Schwefelwasserstoff zu sein. — In der Schwe-

felgrube von Quindiu am Fuss des Vulcans von Tolima fand Boussingault in der stark nach Schwefel riechenden und vielen Schwefel absetzenden Gasart 95 p. c. Kohlensäure und nur 0,001 Schwefelwasserstoff. — Auf Java wird der Grund des mehrere hundert Fuss tiefen Einsturzes Pakereman (Todesthal), besonders nach starkem Regen, mit Kohlensäure erfüllt.

Auch im Inneren der Gebirge ergiessen sich zuweilen aus Klüften, die durch den Bergbau geöffnet werden, Ströme von Kohlensäure, oder böse Schwaden.

Unter den Gasarten, welche die Vulcane während den Eruptionen ausströmen, scheint die Kohlensäure gar nicht, oder nur in geringem Verhältniss vorzukommen; dagegen steigt sie oft in grösster Menge nach den Eruptionen aus dem Krater, aus den noch nicht erkalteten Laven, aus dem Boden der näheren Umgebung des Vulcans, erfüllt die Keller, Sodbrunnen, Niederungen und wird der Vegetation und allem Leben verderblich. Mehrere Monate oft nach den Ausbrüchen dauert dieses Ausströmen der Mofetten fort. Nach der Eruption des Vesuv von 1767 zählte man 47 Quellen schädlicher Gase, nach derjenigen von 1794 wurden durch die Mofetten Thiere und Menschen getödtet und ausgedehnte Strecken fruchtbaren Bodens ihrer Pflanzen beraubt. Nach dem Ausbruch von 1822 erschienen die Mofetten erst 40 Tage später, sie hielten in einigen Gegenden nur wenige Tage, in anderen zwei Monate an; in den Fumarolen der Laven bemerkte man sie erst, als die Temperatur der Lava unterhalb 100° gesunken war. — In allen Kratern südamerikanischer Vulcane, deren Gasausströmungen Boussingault untersucht hat, fand er, nächst den Wasserdämpfen, vorzüglich, und in mehreren Fällen ausschliesslich, Kohlensäure.

Die Temperatur der Mofetten ist, wenn nicht gleichzeitig heisse Wasserdämpfe ausströmen, von der Mitteltemperatur wenig oder gar nicht verschieden. Dennoch glaubt das Gefühl in den Höhlen, worin Mofetten vorkommen, besonders an den unteren Extremitäten einen beträchtlich hohen Wärmegrad wahrzunehmen. In der Grube von Quindiu, sagt Boussingault, würde man die Temperatur auf 40° schätzen, das Thermometer jedoch zeigt nur 20° an. In der Hundsgrotte fand Murray keine Differenz gegen die

äussere Temperatur; Breislak fand die Temperatur in der Grotte um 3° R. höher als ausserhalb. In der Schwefelgrube von Pereta konnte Santi die Hitze kaum ertragen, obgleich das Thermometer unter 19° stund. In der Grube von Büdöshegy fand Grimm 9° bis 10° R., während ausserhalb im Schatten 18° bis 19° R. waren.

Woher die grosse Menge Kohlensäure stammt, die in den Mofetten und Sauerwassern, an vielen Orten seit Jahrtausenden ohne Unterbrechung, ausströmt, muss einstweilen unentschieden bleiben. Dass überall der nämliche Process ihr die Entstehung gebe, ist nicht wahrscheinlich. Die bösen Schwaden in Kohlenbergwerken werden kaum einerlei Ursprung haben mit den vorübergehenden Mofetten der Vulcane und mit der Kohlensäure der Säuerlinge, die aus Granit oder Gneis entspringen. — Bischof vermuthet, es möchte die fortdauernde Bildung von Laven im Erdinneren, auf Kosten von kohlensaurem Kalk und anderer Steinarten, Ursache der so mächtigen Entwicklung von Kohlensäure sein. Nach dem Kalkerdegehalt des Basalts berechnet er, dass die Bildung eines Basaltkegels von 2500′ Höhe die stärkste Gasquelle der Eifel beinahe eine Million Jahre durch nähren könnte. Eine grosse Schwierigkeit bieten jeder Erklärung, welche sich auf Zersetzungen von Kalkstein stützt, die Sauerwasser dar, die aus Granit und analogen Gesteinen entspringen. Diese Schwierigkeit vorzüglich scheint de Boucheporn auf die Annahme eines aus Cyanmetallen bestehenden Erdkerns geführt zu haben, aus dessen Zersetzung durch herabdringende Wasser, sowohl die Entwicklung freier Kohlensäure, als die Bildung der so häufig in den Mineralquellen vorkommenden Bicarbonate erklärt wird.

Literatur: Hoffmann, *über Erhebungsthäler, Poggd. XVII*; —, *geogn. Verh. des nordwestl. Deutschl.* 1830; Bischof, *Wärmelehre*, 1837; —, *chem. Geol.* 1846; Steininger, *die erloschenen Vulcane in Südfrankr.* 1822; Le Coq, *Ann. de l'Auvergne, I. II.* 1828; Breislak, *miner. Reise d. d. Kirchenstaat*, 1786 > *Beitr. z. Miner. v. Italien*, 1789; —, *voyages d. la Camp.* 1801; Santi, *viaggi II*; v. Buch, *geogn. Beob. II*, 1809; Grimm, *der Berg Büdöshegy, Leonh. u. Bronn*, 1837; Boussingault, *Ann. de ch. LII.* 1823; de Boucheporn, *études*, 1844.

28. Schwefelwasserstoffgas.

Die Exhalation dieser Gasart aus den Krateren noch thätiger oder rauchender Vulcane sind wohl eben so allgemein, als diejenigen von Wasserdämpfen, und viele alte Krater dienen als Schwefelgruben oder Solfataren. Aus der Zersetzung des Schwefelwasserstoffes entstehen die Incrustationen von natürlichem Schwefel, welche, in krystallinischen, fasrigen oder dichten Ueberzügen,

Krystallgruppen, oder Stalaktiten, den Boden und die Wandungen dieser Gruben bedecken, sich dem aufgelockerten Gestein beimengen, oder in Adern und Nestern es durchziehen; aus seiner Verbindung mit dem Sauerstoff der Atmosphäre geht die schweflige Säure und Schwefelsäure hervor, die mit den Basen der zersetzten Gesteine schweflig- und schwefelsaure Salze bilden. Die Menge des ausströmenden Schwefelwasserstoffes ist indessen, im Verhältniss zu derjenigen des Wasserdampfes und der Kohlensäure, meist nicht beträchtlich und weit geringer, als man nach dem starken Geruch und der Dicke der abgesetzten Schwefelmasse glauben möchte. — Auf dem Gipfel und in der Umgebung eines Thonhügels auf der Insel Trinidad, die auch durch ihre Asphaltlagunen berühmt ist (I, 248), sah Dauxion eine Menge 1 bis 2 F. hoher Schlammkegel mit Kratern, aus denen Schwefelwasserstoffgas aufstieg; aus einem bei 5 Fuss hohen Kegel auf der Höhe des Hügels floss eine weisse Substanz mit Alaungeschmack; in der Nähe dieser Solfatare findet man Incrustationen und Krystalle von Schwefel, Kupfervitriol und Gyps; der Boden zitterte fortdaurend und man hörte unterirdisches Getöse. — In der Nähe der Salzquellen von Kuhoo auf Java befindet sich eine schlammige Fläche, etwa 2 englische M. im Umfang; auf derselben erheben sich hemisphärische Höcker von 10 bis 18′ Höhe, die von Zeit zu Zeit bersten und dichten weissen Rauch ausstossen, während zugleich grosse Schlammmassen ausfliessen; die ausströmende Gasart scheint grösstentheils Schwefelwasserstoff. In einer Berggegend, unweit des See's Telaga-Wörno, in der Kluft Goa-Upas, dringen geräuschlos aus Hunderten von Spalten Dämpfe hervor, welche die Ränder der Oeffnungen mit Schwefelkrystallen und nadelförmigen Schwefelblumen besetzen; die Temperatur dieser Dämpfe fand Junghuhn gleich $91^0,7$. — Eine der grössten Solfataren ist die brennende Fläche bei Urumtsi, am Nordabhang des Thian-Schan, östlich vom Pe-schan. Sie hat einen Umfang von fünf Stunden. Wirft man einen Stein in den Pfuhl, so steigt ein schwarzer Rauch auf, brennbare Körper entflammen sich, Schnee bleibt niemals liegen.

Nicht selten ist Schwefelwasserstoff und Ablagerung von Schwefel mit kohlensauren Mofetten verbundena. So mit denjenigen von

Büdöshegy, Quindiu, Hammam-mes-Kutin, S. Filippo, Pereto u. a. Die Mofetten zwischen Castelnuovo und Bruciano, die Targioni besucht hat, scheinen besonders reich an Schwefelwasserstoff zu sein.

Vorübergehende Ausströmungen von Schwefelwasserstoff finden zuweilen aus Bohrlöchern statt. So aus einem 46$^{met.}$ tiefen, durch Schuttland gebohrten artesischen Brunnen zu Gajarino bei Conegliano; die Flamme erreichte eine Höhe von 10$^{met.}$, und der Gasstrom war von Schlammauswurf begleitet. So nicht selten in der Umgegend von Paris aus Bohrlöchern, die den Gyps durchdringen.

Diess häufige Vorkommen gasförmiger Ausströmungen von Schwefelwasserstoff macht es wahrscheinlich, dass, so wie die Sauerwasser durch Absorption von Kohlensäure, so auch die vielen Schwefelwasser aus gewöhnlichen Quellwassern durch Aufnahme gasförmiger Ströme von Schwefelwasserstoff entstehen. Es scheinen jedoch die Gasquellen dieses Stoffes sich auf eigentlich vulcanische Gegenden zu beschränken und in anderen Gegenden zu fehlen, die sich durch Reichthum an Schwefelwassern auszeichnen, wie die Pyrenäen und die Schweiz.

Der Ursprung des Schwefelwasserstoffes ist kaum überall derselbe. Derjenige kalter Schwefelwasser lässt, nach Bischof, sich erklären durch eine Zersetzung von Schwefelmetallen (Schwefelcalcium, Schwefelkies) durch Kohlensäure. Unter der Einwirkung organischer Stoffe auf schwefels. Salze (Gyps, Glaubersalz) entstehen Schwefelmetalle und Kohlensäure und durch fernere Einwirkung der Kohlensäure auf das früher gebildete Schwefelmetall ein kohlensaures Salz und Schwefelwasserstoff. — Den in vulcanischen Gegenden vorkommenden Schwefelwasserstoff erklärt Boussingault aus der Zersetzung von Schwefelcalcium durch Wasserdämpfe, während Breislak, Melloni und Piria umgekehrt die letzteren von dem Schwefelwasserstoff herleiten. Nach de Boucheporn ist das Schwefelwasserstoffgas ein Zersetzungsproduct der im Inneren der Erde ursprünglich vorhandenen Schwefelmetalle durch Wasser.

Literatur: Breislak, *voy. en Campanie*, 1801; Dauxion-Lavaysse, *voy. etc.*, 1813; v. Humboldt, *fragm. asiat.*, 1831; Bischof, *die Bedeutung der Mineralquellen Schweigg. J.*, 1832; Hericart de Thury, *dégagement de gaz hydr. sulf. à Gajarino. Ann. de Ch. LIII*, 1833; Junghuhn, *Reisen d. Java*, 1845; Dumas, *convers. de l'hydr. sulf. en acide sulf., l'Inst. Oct.* 1846.

29. Kohlenwasserstoffgas.

Es erscheint diese entzündliche Gasart häufig in Kohlengruben, als schlagende Wetter, feurige Schwaden, meist gemengt mit etwas kohlensaurem Gas. Sie entwickelt sich ferner aus Sümpfen, als Sumpfgas. Auch die entzündlichen Gasausströmungen, die zuweilen aus Bohrlöchern oder Steinbrüchen ausbrechen und in hohen Flammen Monate und Jahre lang fortbrennen, sind vorherrschend Kohlenwasserstoff, öfters mit einem Gehalt von Kohlenoxydgas. — Die Gasflamme, die im Salzwerk zu Klein-Saros in Ungarn ausströmt, ist seit älterer Zeit bekannt. Eine starke Ausströmung von Kohlenwasserstoff, die im Salzwerk Szlatina in Marmarosch in der Tiefe von 45 Klaftern vorkam, wurde zur Beleuchtung benutzt; ein ähnlicher Gasstrom kömmt vor auf der Saline Gottesgab bei Rheina in Westphalen. Die Gasart, die im J. 1839 in dem Gypsbruch des Burgerwaldes, südlich von Freiburg, bemerkt wurde, damals eine klafterhohe Flamme bildete, im J. 1841 jedoch nur noch 1 bis 2 F. hoch sich erhob, bestand aus Kohlenwasserstoffgas, etwas Kohlenoxydgas und Stickgas; der Geruch liess auch auf einen schwachen Antheil von Schwefelwasserstoffgas schliessen.

Von gleicher Zusammensetzung sind die entzündlichen Gase, die in verschiedenen Gegenden permanent aus der Erde aufsteigen. — Die fontaine ardente bei S. Barthelemy, 4 lieues südlich von Grenoble, durchdringt einen schwarzen, an der Oberfläche durch die Hitze roth gebrannten Schiefer in sehr vielen nicht erkennbaren Rissen, der Boden selbst scheint zu brennen, die Flamme erhebt sich 1 bis 4 Fuss hoch und entwickelt starken Schwefelgeruch. — Vielfach beschrieben und bereits seit etwa 250 Jahren bekannt sind die Feuer auf dem Rücken des Apennin, bei Pietramala, zwischen Bologna und Florenz, und Barigazzo, zwischen Modena und Pistoja. An beiden Orten dringt das brennbare Gas an mehreren Stellen aus dem Boden und bildet, wenn es angezündet wird, kleine blaue und grössere gelbe Flammen, bis etwa 6 Fuss hoch, ohne Rauch, die Unterseite der Steine jedoch mit schwachem, öhlichtem Russ beschlagend; die Temperatur der nicht

brennenden Gasströme stimmt nahe überein mit der mittleren Bodentemperatur. Aehnlicher Art sind die Flammen von Velleja, Lesignano, Serra dei Grilli u. a. Orte im Hügelland nördlich vom Apennin. — Mehrere brennbare Gasquellen kommen in Ungarn und Siebenbürgen vor. — Die berühmtesten, seit wenigstens 900 Jahren bekannten Gasflammen sind die heiligen Feuer, Ateschgah (Feuerheerd), von Baku, auf der Halbinsel Abscheron, am Westufer des Kaspischen Meeres. Das Gas strömt aus einer Menge von Spalten und Ritzen des Kalksteinbodens, auf einer Fläche von etwa 2 franz. Quadratmeilen Inhalt, und bildet viele kleine und mehrere hohe Flammen. Das Gas ist Kohlenwasserstoff mit einer geringen Menge Kohlensäure und Naphthadampf; es fand nämlich Hess in 100 Th. desselben

Kohlenstoff	77,5
Wasserstoff	22,5
	100,0

Die Temperatur in den Oeffnungen, wo das Gas nicht brennend ausströmt, ist 12° und mag der mittleren des Orts gleich sein. — Ebenfalls seit Jahrtausenden heilig verehrt und mit einem Hindutempel überbaut ist der Feuerbrunnen Iualamuki bei Nadaun, im Alpenland des Pendschab. — Ob auch die brennenden Brunnen bei Dschittagong durch Kohlenwasserstoffgas genährt werden, scheint zweifelhaft, da jene Gasart sich in Berührung mit der Atmosphäre von selbst entzünden soll: «Aus stark bewegtem kaltem Wasser, durch das beständige Blasensäulen emordrängen, tritt das brennbare Gas hervor, das in Berührung mit der atmosphärischen Luft in Flammen auflodert, welche jedoch nur die Oberfläche des Wassers lau erwärmen. Ein Viertheil des 24 Q. F. haltenden Wasserbeckens ist mit Backsteinen überdeckt, um das Gas zu concentriren. In der Entfernung einer Stunde, an der Bergseite, ist eine Stelle, wo bei jedem Fusstampfen aus der Erde eine Gasflamme hervorbricht.» (Ritter). In ähnlicher Ungewissheit lassen uns die Berichte über die Feuerbrunnen oder Ho-tsing von Su-tschuan, im westlichen China. Das brennbare Gas strömt daselbst, oft mit grosser Heftigkeit, aus Salzbohrlöchern, die zuweilen bis 3000 F. tief eingetrieben werden,

und entzündet sich nur durch genähertes Feuer, wobei nicht selten Explosionen vorkommen. Die Flamme entwickelt einen starken bituminösen Geruch und grosse Hitze; an den einen Stellen ist sie mit dichtem schwarzem Rauch verbunden, an den anderen ist der Rauch kaum merklich. — In Nordamerika kommen zahlreiche Quellen brennbarer Gase vor in der Umgebung von Canandaigua im Staate Neu-York. Im Dorfe Fredonia sammelt man alle 12 Stunden gegen 80 C. F. Kohlenwasserstoffgas, um zur Beleuchtung zu dienen.

Wird zugleich mit dem Kohlenwasserstoffgas Schlamm ausgestossen, so entstehn Schlammvulcane und Salsen (I. 284). — Die Luftblasen, die mit kurzen Intervallen aus den Schlammkegeln der Macaluba bei Girgenti, von Maina bei Modena, von Sassuolo und Querzuola bei Reggio und anderen des subapenninischen Hügellandes aufsteigen, scheinen, nebst Kohlenwasserstoffgas und Naphthadämpfen, auch einen beträchtlichen Gehalt von Kohlensäure zu besitzen. Mit dem Schlamme wird etwas Erdöl ausgestossen. — Die Gase der Schlammvulcane auf Taman enthalten, nach Göbel, in 100 Theilen

Deuto-Kohlenwasserstoff	79,16
Proto-Kohlenwasserstoff	13,76
Kohlenoxydgas	5,08
Atmosphärische Luft	2,00
	100,00

Aus den vielen Schlammvulcanen und Schlammfeldern in der Umgebung von Baku steigen ebenfalls entzündbare Gase auf, deren Flamme von derjenigen der grossen Feuer von Abscheron nicht verschieden scheint.

Aus den Sümpfen, welche Surabaya auf Java umgeben, erheben sich zwei Schlammvulcane, flache Kegel, bei 40 F. hoch und 1000 F. im Durchmesser; der Scheitel enthält einen Schlammteich von 20 F. Durchmesser, aus welchem in kurzen Intervallen geruchlose, 3 bis 6 Zoll im Durchmesser haltende Luftblasen aufsteigen und das Schlammwasser zum Abfliessen bringen (Junghuhn).

Das Ausströmen der Gase aus den Salsen ist gewöhnlich ein ruhiger, wenig auffallender Process, ähnlich dem Aufsteigen und Platzen von Luftblasen in Pfützen und Morästen; die Temperatur

des Schlammwassers und Gases ist die gewöhnliche des Bodens. Zu Zeiten jedoch gerathen diese Vulcane in eine heftigere Aufregung, das Wasser scheint wegen der vermehrten Gasentwicklung zu sieden, oder es erfolgen Eruptionen, denen Erdbeben und unterirdisches Brausen und Krachen vorangehen sollen; der Schlamm fliesst in reichem Maasse aus und bedeckt den Boden mehrere Fuss hoch weit umher; es erfolgt unter starkem Getöse ein hoch gehender Auswurf von Schlamm und Steinen, und öfters will man auch Flammen und Rauch über den Krateren gesehen und Schwefelgeruch bemerkt haben. Die Wiederkehr dieser Eruptionen ist nicht an regelmässige Perioden gebunden. Bei der Macaluba erzählte man Dolomieu, dass 1777 und 1779 solche Ausbrüche statt gehabt hätten, oft aber viele Jahre zwischen zwei Ausbrüchen ruhig verstrichen; i. J. 1840 wollten die Leute der Gegend seit 30 Jahren von keiner heftigeren Eruption gehört haben. Die Salsen von Reggio sollen in 15 Jahren ungefähr einen Ausbruch erleiden. Bei der Eruption der Salse von Sassuolo i. J. 1790 wurde das Getöse bis in die Entfernung mehrerer Meilen gehört und ein Kalkblock von 8 Centimeter 20 Fuss weit geschleudert. — Auf Taman soll die Dauer eines grösseren Ausbruchs etwa 6 Stunden betragen. Im J. 1835 erfolgte, nachdem 3 Tage durch ein Getöse wie von Artillerie gehört worden war, aus dem Krater eines der Schlammvulcane ein wiederholter Auswurf schwarzer Erde, 30 bis 40 Fuss hoch, die Erde zitterte, man sah Flammen aufsteigen, und es verbreitete sich ein starker Geruch von Bitumen und Schwefel. — Von den Salsen von Baku kennt man mehrere ähnliche, stets von Flammen begleitete Ausbrüche aus älterer und neuerer Zeit. Das Getöse während des Ausbruchs bei Baklichli, i. J. 1839, wurde auf 30 Werste gehört, die Flamme erhellte die Umgegend wie ein brennender Scheiterhaufen, dicker schwarzer Rauch bildete eine hohe Säule, weit umher wurde die Erde von ausgeworfenen Erdstücken, zum Theil auch von einer grossen Menge leerer Kügelchen, Schrotkugeln ähnlich, bedeckt, an einzelnen Stellen floss eine lavaartige Masse aus. Nach dem Ausbruch herrschte in der ganzen Gegend ein starker Schwefelgeruch, und der Boden war durch viele Spalten zerrissen.

Alex. Volta nimmt an, die Gase von Velleja und des höheren Apennins entwickeln sich, wie jetzt noch die Sumpfluft, aus Vegetabilien, die in geringer Tiefe vermodern. Spallanzani lässt tiefer liegende Schwefelkiesmassen durch Wasser zersetzt werden, und das Wasserstoffgas durch Erdölmassen aufsteigen. Breislak findet es wahrscheinlich, dass das Kohlenwasserstoffgas aus der Zersetzung des Erdöls selbst hervorgehe. Eichwald dagegen glaubt, der Wasserstoff werde durch die Zersetzung von Seewasser erzeugt, und das Erdöl wirke nur mit, indem die durch eine subterrane Verbrennung desselben erzeugte Hitze jene Zersetzung unterhalte. De Boucheporn setzt die Entstehung des Kohlenwasserstoffgases und des Bitumens mit seiner Hypothese eines aus Cyanmetallen bestehenden Erdkernes in Verbindung: die durch Einwirkung des Wassers, ohne Zutritt atmosphärischer Luft, entwickelte Hydrocyansäure zersetzt sich und liefert, unter dem Einfluss höherer Temperatur, Stickstoff, Kohlenwasserstoff, vielleicht freien Wasserstoff und Kohle, oder eher Bitumen.

Literatur. Bischof, *Unters. der brennb. Grubengase*, *Leonh. u. Bronn*, 1839; Bremer, *über das brennb. Gas der Szlatinaer-Steinsalzgrube*, *Poggd. VII.* 1826; Fellenberg, *sur la flamme du Burgerwald*, *Act. de la Soc. helv.* 1840; Volta, *i fuochi di Pietramala e di Velleja*, *Op. III*; Dolomieu, *voy. à Lipari*, 1783; Breislak, *inst. géol. III*; Spallanzani, *viaggi*, *V.* 1795; Menard de la Groye, *feux naturels et salses de l'Apennin*, *Journ. de Ph.* 1817 *et* 1818; Eichwald, *Reise in den Kaukasus*, *I.* 1834; —, *in Leonh. u. Bronn*, 1840; Göbel, *Reise in die Steppen des südl. Russl. II*, 1838; de Verneuil, *mém. sur la Crimée. Mém. géol. III.* 1838; Hess, *in Erdmanns Journ.* 1838; de Humboldt, *fragm. asiat.* 1831; von Hügel, *Kaschmir*, *I.* 1840; Ritter, *Asien*, *IV*; Junghuhn, *Reise durch Java*, 1845; de Boucheporn, *hist. de la terre*, 1844.

30. Bitumen.

In den meisten Gegenden (Modena, Taman, Baku) finden sich in der Nähe der Oeffnungen, aus denen Kohlenwasserstoffgas ausströmt, reiche Quellen von Erdöl und Naphtha (I. 247), und beide Erscheinungen stehen offenbar in enger Verbindung. In Sicilien ist diese Verwandtschaft nicht zu verkennen; zugleich mit dem salzigen Wasser bringt die Macaluba Bitumen herauf, und in der Nähe von Girgenti fliesst seit ältester Zeit eine Erdölquelle. Mit dem Lago di Naftia im Val di Noto, der von dem auf seinem Wasser schwimmenden Erdöl den Namen hat, stehn Schlammvulcane in unmittelbarem Zusammenhang. — In Kurdistan findet man die Erdfeuer Baba Gurgur bei Kerkuk mitten in dem Bezirk der reichen Erdölquellen; die Flammen zeigen sich auf dem Rücken einer Kalksteinkette und entwickeln starken Schwefelgeruch; es ist nicht die blasse Flamme von Wasserstoffgasen, sondern ein

frisch loderndes Feuer von Schwefel, Kohle und Erdöl; wo man nur in den Boden sticht, bricht eine Flamme aus; am tieferen Abhang der Kette liegen die Erdölbrunnen. — Die Schlammvulcane von Ramri, an der Küste von Aracan, stossen zugleich mit Gasen, die zuweilen sich als Flammen zeigen sollen, auch Petroleum aus. — Die Herleitung der brennbaren Gasausströmungen aus einer Verflüchtigung von Erdöl, oder beider Substanzen zugleich aus einem Destillationsprocess von Steinkohllagern und anderer bituminöser Massen, liegt daher sehr nahe. Es wird diese Ansicht ferner unterstützt durch das Vorkommen von Kohlelagern und organischen Substanzen an mehreren Stellen, welche Erdöl liefern. Die Erdschicht, aus welcher die Erdölquellen von Kerkuk ausfliessen, ist ein grobes bituminöses Lager mit eingelagertem Muschelkalkstein. Die vielen Naphthabrunnen im Thale des Irawadi kommen in einer von niedrigen Sandhügeln gebildeten Gegend vor; unter dem Sand liegen Schichten von Muscheln und Braunkohlen, durch welche man über 200 F. tief gräbt, um das Erdöl zu finden; die höheren, sandigen Massen dieser Diluvialbildung enthalten eine grosse Menge versteinerten Holzes und fossiler Thierknochen. Die künstliche Gewinnung von Asphalt durch Hitze aus bituminösen Gesteinen, deren Bitumen höchst wahrscheinlich organischen Ursprungs ist, wie aus den Fischschiefern von Seefeld in Tyrol, dem Süsswasserkalkstein von Lobsann im Elsass, dem bituminösen Kupferschiefer von Mannsfeld u. a., ist dieser Annahme ebenfalls günstig, so wie die Auffindung durch Reichenbach eines mit dem Erdöl nahe verwandten, wenn nicht identischen Oeles in den Steinkohlen, aus denen es sich, unter Anwendung einer Wärme von 100°, abscheiden lässt.

Berechnet man jedoch die Masse von Steinkohlen, die erforderlich wären zur Erzeugung der Gase und des Erdöls, die meist seit unbestimmter Zeit und an mehreren Stellen (Kerkuk, Girgenti) zuverlässig seit mehr als 2000 Jahren ausströmen, so verliert diese Herleitung an Wahrscheinlichkeit, und man wird eher geneigt, diese Substanzen als Producte allgemeinerer Processe des Erdinneren zu betrachten und mit den Erscheinungen der Thermen, Mofetten, Solfataren und anderer Erzeugnisse der subterranen Thätigkeit in dieselbe Classe zu setzen. — Aus mehreren Thatsachen ergibt sich

auch ein näheres Verhältniss zwischen dem Hervortreten bituminöser Stoffe und vulcanischen Aeusserungen. — Der altvulcanische Boden der Auvergne ist reich an Bitumen, das in der Nähe von Clermont aus vulcanischem Tuf ausschwitzt. — Wo in Sicilien Erdölquellen oder Schlammvulcane vorkommen, findet man auch, in nicht grosser Entfernung, heisse Quellen oder vulcanische Steinarten; am Fuss des Aetna zeigen sich Salsen bei Paternò und zwischen Giarre und Taormina. — Die auffallende Lage der Schlammvulcane von Taman und Baku, an den beiden Endpunkten des Kaukasus, und auf der Insel Tschelekin, in der östlichen Fortsetzung dieser Linie, kann nicht zufällig sein, und beweist ihre Abhängigkeit von denselben Processen, durch welche das Kaukasische Gebirge selbst entstanden ist. — Das Vorkommen der grossen Menge von Asphalt im Todten Meer und in den Gebirgen des Jordanthales ist seit alter Zeit mit vulcanischen Ereignissen in Verbindung gesetzt worden, und die räthselhafte Depression dieser Gegenden unter das Meeresniveau, wodurch der Jordan von seiner alten Mündung getrennt wurde, mag damit in Zusammenhang stehn. — Von den Flammen und Erdölquellen von Baba Gurgur urtheilt Ainsworth: »es ist ein vulcanisches Phänomen, das durch Spalten aus der Tiefe emporwirkt, durch einen chemischen Process bedingt, welcher Schwefel und Bitumen erzeugt.« — Das Bitumen, das Knox in mehreren Basalten nachgewiesen hat, und der Asphalt, der auf Erzgängen, zum Theil ganz von Bergkrystall umschlossen, so wie im Inneren der Agatkugeln von Mandelsteinen, gefunden wird, beweisen ebenfalls, dass die Natur zur Erzeugung dieser Substanz noch andere Wege kennt, als die Destillation von Steinkohlen. »Mandelsteine, sagt Erman, bilden abgesonderte Berge in der Kalksteinbildung an der Schilka, in dem erzreichen Nertschinsker Kreise. Kopfgrosse Drusen besitzen offenbar die Gestalt von Luftblasen, die in einer zähen Flüssigkeit aufsteigen; ihre Wände bestehn aus Chalcedon, sie sind im Inneren mit Kalkspathtafeln bekleidet und enthalten, theils noch zähen, theils festen Asphalt, der an anderen vulcanisirten Stellen der transbaikalischen Gegenden noch jetzt aus der Erde quillt.« — Man will endlich bei mehreren vulcanischen Eruptionen deutlich einen bituminösen Geruch wahrgenommen haben; so v. Buch, v. Hum-

BOLDT und GAY-LUSSAC bei dem Ausbruch des Vesuv von 1805, ferner i. J. 1831 HOFFMANN und seine Gefährten bei der SW von Sciacca aufgestiegenen vulcanischen Insel.

Literatur. BREISLAK, *Inst. géol. III.* 1822; EICHWALD, *Reise in den Kaukasus, I.* 1834; RITTER, *Asien, IV. u. VI;* v. LEONHARD, *pop. Geol. II.* 1838; BRONN, *Gesch. der Natur, II.* 1843; REICHENBACH, *über die Entstehung d. Steinöls, Leonh. u. Bronn*, 1833; FOURNET, *gegen Reichenbach, Bull. géol. IV.* 1833; ROZET, *mines d'asphalte de Pyrimont, Bull. géol. VII.* 1836; VON BUCH, *erupt. du Vesuve de* 1806, *Bibl. britt. XXX;* HOFFMANN, *in Poggd. XXIV;* ERMAN, *Reise um die Erde, II.* 1838; DE BOUCHEPORN, *études*, 1844.

III. VULCANISCHE ERSCHEINUNGEN.

31. Uebersicht.

Oeffnungen des Bodens, durch welche aus unbekannter Tiefe glühende Substanzen ausgeworfen werden, heissen Vulcane. Um die Oeffnungen entstehen, durch Anhäufung des Auswurfes, Eruptionskegel, in der Axe dieser Kegel, durch die Fortdauer des Auswurfes, oder spätere Einstürze, Krater (I, 279, 381). Häufig, aber nicht immer, wird die Eruption begleitet vom Erguss von Laven, aus dem Krater selbst, worin allmählig die Lava bis an den Rand gestiegen ist, oder aus Seitenspalten, die während der Eruption sich bilden. Die hohen Vulcane von Peru, der Rucu-Pichincha, Capac-Urcu u. a. ergiessen keine Laven, und der stets in Eruption begriffene Stromboli nur selten.

Wie die Salsen und Geyser zeigen auch die Vulcane einen Wechsel von Zuständen längerer Ruhe oder schwächerer Thätigkeit und solcher heftiger Aufregung, Die kleinen Eruptionen, die im Krater des Stromboli in Intervallen von 3 bis 8 Minuten glühende Steinmassen in die Höhe schleudern, werden ebenfalls, oft erst nach mehreren Jahren, durch stärkere Ausbrüche unterbrochen, während denen Lapilli und Bomben bis an die Ostküste niederfallen, und die alten Lavaströme dieser Küste zeugen von noch grösserer Thätigkeit in früheren Zeiten. Ein Gesetz ist in der Aufeinanderfolge der stärkeren Eruptionen nicht erkennbar. Es gehen Jahrhunderte vorüber, in denen ein Vulcan nur schwache Spuren von Thätigkeit zeigt, oder ganz erloschen scheint, dann folgen wieder heftige Eruptionen in Intervallen weniger Jahre,

oder Jahrzehende auf einander. Der Vesuv war vor d. J. 79 Jahrhunderte lang ohne Ausbruch geblieben, vor dem grossen Ausbruch von 1631 hatte er bei 130 Jahre durch geruht, im XVIII Jahrhundert zählte man 23, im XIX Jahrhundert, bis 1845, 32 Ausbrüche. Vom Aetna kennt man aus dem XVII Jahrh. 14, aus dem XVIII Jahrh. ebenfalls 14 und aus dem XIX Jahrh. bis 1845, 8 Ausbrüche. Der Pic von Teyde auf Teneriffa und die Vulcane der Anden haben selten mehr als einen Ausbruch in hundert Jahren. Eben so selten scheinen die Eruptionen des bis zum Meeresniveau eingesenkten Kraters von Vulcano. — In den Zwischenzeiten grösserer Ruhe ist die Thätigkeit desselben Vulcans öfters sehr ungleich und auch zwischen mehreren Vulcanen sehr verschieden. Sie schien im Vesuv vor den Jahren 79 und 1631 ganz erloschen und der Krater soll mit Wald bewachsen gewesen sein. — In den meisten noch thätigen Vulcanen zeigt sich der Krater in den Zeiten der Ruhe als Solfatara; Fumarolen heisser Dämpfe entwickeln sich aus Spalten und aus den Haufwerken von Schlacken und beschlagen die Wandungen und den Boden des Kraters mit mannigfaltigen weissen, gelben und rothen Sublimationen, während über dem Krater selbst eine graue Wolke schwebt, die bald kaum merkbar ist, oder als Rauchsäule erst in grösserer Höhe sich mehr ausbreitet, bald den Gipfel des Kegels dicht umhüllt. Zuweilen endlich wird die Aufregung im Kraterboden bedeutender; Schlacken und Asche werden ausgeworfen, es bilden sich innere Eruptionskegel, die in einzelnen Fällen sogar den Kraterrand überragen, aus ihrem Schlunde oder an anderen Stellen bricht flüssige Lava hervor, die auf dem Grunde des Kraters wieder erstarrt. In den Jahren 1832 und 1834 hat Pilla im Krater des Vesuv auch blasenartig aufgetriebene Erhabenheiten und Anschwellungen gesehen. — Von diesem letzteren Zustande ist die wirkliche Eruption nur durch grössere Intensität aller Erscheinungen unterschieden, und die Skale dieser Intensität setzt sich auch unter den Eruptionen selbst fort, von denen einige kaum den letzten Grad der vorhin beschriebenen Zustände übertreffen, während in anderen der Berg in höchster Aufregung sich und die ganze Umgebung mit Zerstörung bedroht. Die in ungeheurer Menge glühend ausgeworfenen Stoffe erscheinen, bei grösseren Ausbrüchen, als eine ohne Unterbrechung aufstei-

gende Feuersäule in colossalem Massstabe, der aus einer Schmiedeesse aufsteigenden Gluthsäule ähnlich; wie Raketenschüsse werden aus den kleinen Kegeln des Kraterbodens, oder aus der ihn bedeckenden, hoch aufwallenden Lava mächtige Garben grosser und kleiner Steine, oder zähflüssiger Lavamasse fort und fort in grosse Höhen geschleudert; dichte Rauchmassen, von den glühenden Stoffen erleuchtet, wälzen sich ohne Aufhören aus dem Krater hervor; brennende Gase hat Pilla während der Eruption von 1833 in der Tiefe des inneren Kraters des Vesuv beobachtet, und während des Ausbruchs von 1834 auf der Spitze eines secundären Eruptionskegels an dem Ostabhang des Berges. Im Zenith breitet sich über der Feuersäule die Asche aus, wie das Schirmdach der Pinienäste, und hüllt die ganze Gegend in Nacht ein. — Vielen Eruptionen gehen Erschütterungen des Bodens und subterrane Detonationen, dem Abfeuern von grobem Geschütz ähnlich, voraus, mehrere Tage, Monate, Jahre lang anhaltend und an Heftigkeit zunehmend, bis die Eruption beginnt; auch während dem Ausbruch zittert der Berg oft ohne Unterbrechung, das innere Getöse und Pochen dauert fort, jedem Auswurf geht ein dumpfer Knall vorher bis die Eruption beginnt; ein fürchterlicher Knall oder ein heftiges Krachen begleitet meist die Oeffnung von Seitenspalten. Zuweilen aber tritt die Eruption unerwartet ein, ohne frühere Erschütterung, und die inneren Detonationen sind nur schwach. — Der Erguss eines oder mehrerer Lavaströme, aus dem Krater selbst, oder aus Seitenöffnungen, erfolgt oft gleichzeitig mit dem Anfang des Ausbruches; zuweilen hat der Ausbruch aus dem Krater schon längere Zeit gedauert, bevor die Lava ausfliesst; ergiesst sich dieselbe aus neu entstandenen Seitenspalten, so geht gewöhnlich dem Erguss ein Auswurf aus den Oeffnungen der Spalte und die Bildung von Aufschüttungskegeln über denselben vorher. — Das Ende der Eruption bilden nicht selten starke Gewitterregen, von elektrischen Entladungen und Donner begleitet, und die hoch angeschwollenen Wasserströme, die an den steilen Gehängen des Berges mit reissender Gewalt herabstürzen, wirken oft verderblicher, als alle Macht des Feuers. — Hat endlich der Berg sich wieder beruhigt, so erscheinen an den erstarrenden Lavaströmen und auf den Abhängen und der weiteren Umgebung des Berges, in Brunnen,

Kellern, Gärten und Wäldern die tödtlichen Mofetten, oft Monate lang anhaltend. — Die Dauer der Eruptionen ist sehr verschieden. Kleine Eruptionen von Asche und Lapilli, die keine Viertelstunde anhalten, von gleicher Art wie die schnell auf einander folgenden des Stromboli, sind auch in den Kratern des Vesuv und Aetna keine seltene Erscheinung. Im Frühjahr 1835 erlitt der Vesuv eine ausserordentlich heftige Eruption, wobei grosse Massen ausgeworfen wurden, die nur zwei Stunden anhielt und ohne Erguss von Lava endigte. Starke Eruptionen dauern meist mehrere Tage und Wochen, zuweilen auch, obgleich dann durch Intervalle geringerer Intensität unterbrochen, mehrere Jahre fort. Der heftige Ausbruch des Vesuv von 1794 währte 9 Tage, der von 1822 12 Tage; derjenige von 1631 dagegen 72 Tage. Der Ausbruch des Aetna von 1832 dauerte 16 Tage, der von 1842 32 Tage; dagegen war der Berg vom Juli 1603 an fortdauernd in Eruption bis 1607, in welchem Jahr erst Lava aus dem Hauptkrater auszufliessen begann, und auch in den folgenden Jahren folgte Ausbruch auf Ausbruch, so dass erst 1638 der Berg als wieder ruhig betrachtet werden durfte. Die Eruption des Hekla auf Island, welche den 3. Sept. 1845 anfieng, hat bis jetzt über ein Jahr, wie es scheint, mit niemals verminderter Intensität fortgedauert. Den Vulcan Lamongang auf Java, bei 4500′ Fuss hoch, hat man seit mehr als 40 Jahren stets in Eruption gesehen.

32. Vulcanische Dämpfe und Gasarten.

Die Natur der elastischen Flüssigkeiten, die, während der Ausbrüche, oder in den Zeiten der Ruhe, aus dem Krater, und in der Umgebung der Vulcane, aus den Laven und aus dem Boden aufsteigen, lässt sich, theils direct, theils aus den von ihnen erzeugten starren, oder flüssigen Substanzen erkennen. Einige Unsicherheit in der Bestimmung ist nicht zu vermeiden, weil, im Contact mit der Atmosphäre und der äusseren Erdkruste, oder durch Reaction der Dämpfe unter sich, die elementaren Bestandtheile derselben Verbindungen eingehen können, die von denjenigen, die im Inneren der Erde statt finden, verschieden sein mögen. — Die Dämpfe und Gase, die während der stärkeren Eruptionen ausbrechen, sind

zum Theil verschieden von denen der Fumarolen und Mofetten, die sich in den Zeiten grösserer Ruhe entwickeln. So wie ferner die Laven verschiedener Vulcane, oder verschiedener Ausbrüche desselben Vulcans oft abweichen (I. 303), so auch die gasförmigen Producte.

Sowohl die während der Eruption mit furchtbarer Gewalt herausdringenden Gase, als die ruhigeren Fumarolen die sich über dem Vulcan zu einer Wolke ansammeln, bestehen grösstentheils aus Wasserdampf. Daher die starken Regen, wenn in der höheren Atmosphäre diese Dampfmassen verdichtet werden.

Der Vesuv stösst mit dem Wasserdampf, in seinen Eruptionen und im ruhigen Zustande, vorzüglich Chlorwasserstoffgas aus; auch die Substanzen, die durch Sublimation sich im Krater absetzen, sind meist Chlorverbindungen; vorherrschend Chloreisen, als gelber Beschlag; Chlornatrium, das besonders bei starken Ausbrüchen in Menge abgesetzt wird; seltener sind Chlorkupfer und Chlorblei, und sie fehlen oft ganz. — Unter den Exhalationen des Aetna will man ebenfalls, nebst dem stets vorherrschenden Waserdampf, Chlorwasserstoffgas wahrgenommen haben, so während der Eruption von 1842; unverkennbar war es, sowohl im Krater als in den Fumarolen der Lavaströme, nach der Eruption von 1832; Salmiak, der am Vesuv (n. Pilla) nur im Contact der heissen Laven mit der Dammerde sich erzeugen soll, ist am Aetna, so wie im Inneren der Krater von Vulcano und Stromboli und in dem Ammoniakberg zwischen Kutsche und Korgos südlich von Pe-schan im Inneren von Asien, ein unmittelbares Product der vulcanischen Thätigkeit.

Weit allgemeiner erscheinen unter den ausbrechenden Gasen Schwefeldämpfe, daher seit alter Zeit der Schwefel als ein wesentliches Product vulcanischer Gegenden betrachtet worden ist. Es bestehen diese Dämpfe während den Eruptionen wohl vorzugsweise aus schwefliger Säure, und in grösserer Tiefe des vulcanischen Schlundes mag auch reines Schwefelgas vorkommen. In den Zwischenzeiten der Ruhe, wenn der Krater sich als Solfatara gestaltet, ist dagegen Schwefelwasserstoff vorhanden, und aus seiner Zersetzung gehen die Ueberzüge der Krater-

wände mit reinem krystallinischem oder auch stalaktitischem Schwefel, mit Schwefelmetallen, Eisenkies, Kupferkies, Realgar, Auripigment, Schwefelselen, und mit Schwefelsalzen, Eisenvitriol, Kupfervitriol, Gyps, und Alaun hervor. Am Vesuv fehlen zuweilen die schweflige Säure und der Schwefelwasserstoff ganz, während sie zu anderer Zeit in beträchtlicher Menge ausströmen. Während der vom Mai bis December 1813 fortdauernden Eruption fand Monticelli in den ausgestossenen Dämpfen nur Chlorwasserstoff, im Mai nachher nur schweflige Säure.

Ob zur Zeit der Eruption Kohlensäure ausgestossen werde, ist ungewiss. Nach den Ausbrüchen entwickelt sie sich in Menge aus dem Boden der Umgebung des Vulcans in vorübergehenden Mofetten. Auch in altvulcanischen Gegenden bildet sie häufig permanente Gasquellen, zuweilen mit Wasserdampf und Schwefelwasserstoff gemengt, zuweilen auch für sich allein.

Unterscheidet man in den Aeusserungen der vulcanischen Thätigkeit die drei Zustände der Eruption, der Solfatare und der gänzlichen Ruhe, so ist der erste charakterisirt durch das Ausströmen von Wasserdampf, und, in weit geringerem Verhältniss, von Chlorwasserstoff oder schwefliger Säure, der zweite durch dasjenige von Wasserdampf und Schwefelwasserstoff, der dritte durch die Entwicklung von Kohlensäure (Bischof).

Die Dämpfe steigen während der Eruption mit ungeheurer Gewalt durch die flüssige Lava oder den aufgelockerten Boden des Kraters und reissen die glühenden Massen, welche die Feuersäule des Vulcans bilden, Lava, mächtige Blöcke, Lapilli, Sand und Asche in die Höhe. Eine beträchtliche Menge jener gasförmigen Substanzen bleibt aber auch länger mit der ausfliessenden Lava verbunden und entwickelt sich aus den Strömen in Fumarolen, bis jene vollständig erkaltet sind. Blasen, welche die schnell erkaltende Kruste nicht zu durchbrechen vermögen, veranlassen die poröse, blasige oder schaumige Structur dieser Kruste, und durch das Fortfliessen werden häufig auch diese Blasen in der Richtung des Stromes in die Länge gezogen. Aus dem Inneren der Ströme, welches sich länger flüssig erhält, vermögen die Gase meist vollständig zu entweichen, und die Masse erscheint nach dem Erstarren dicht.

33. Temperaturverhältnisse.

Der Hitzegrad flüssiger Laven lässt sich aus ihrer Einwirkung auf andere Stoffe beurtheilen. H. Davy fand, dass Kupferdraht von $\frac{1}{20}$ Zoll Durchmesser und Silberdraht von $\frac{1}{10}$ Zoll, in Lava nah an ihrem Ausfluss getaucht, augenblicklich schmolzen. Schmiedeeisen, das 1764, bei der Zerstörung von Torre del Greco, von Lava umwickelt worden war, hatte sich auf das dreifache Volumen aufgebläht und war im Inneren zum Theil krystallisirt; Silbermünzen waren geschmolzen, einige Kupfermünzen unverändert geblieben, andere in Rothkupfer übergegangen, noch andere hatten krystallinisches Gefüge angenommen; Goldmünzen waren nicht geschmolzen.

Wenn der Schmelzpunkt der Laven, gleich demjenigen des Kupfers, zu 1400° angenommen wird, so ergibt sich von selbst die Ursache der grossen Expansivkraft des in den Laven eingeschlossenen Dampfes, wodurch schwere Massen in bedeutende Höhen geschleudert, und Lavasäulen bis an den oberen Rand der vulcanischen Krater gehoben werden. Unter der Voraussetzung, dass die Formel der S. 14 auf so hohe Temperaturen anwendbar sei, müsste nach derselben die Spannkraft des in der flüssigen Lava eingeschlossenen Wasserdampfs dem Druck von mehr als 100,000 Atmosphären gleich kommen, und da im Inneren des Vulcans die Hitze den Schmelzpunkt der Lava wohl noch sehr übersteigen mag, so scheint es kaum möglich für diese Spannkraft eine Grenze anzugeben. Mit zunehmendem Druck steigt jedoch auch die Dichtigkeit der Dämpfe, und diese Dichtigkeit kann die des Wassers nicht übersteigen. Nach dem Gesetz von Mariotte wird diese Grenze bereits unter dem Druck von 4500 Atmosphären, oder bei einer Temperatur von 713° erreicht, und nur unterhalb dieser Grenze kann es gestattet sein, die Elasticität nach der Formel S. 14 zu schätzen.

Nach der zweiten Formel von S. 14 verhalten sich nämlich die Dichtigkeiten d, d′ direct wie die Pressionen p, p′ und umgekehrt wie die Volumen $1+at$, $1+at'$, wo a den Ausdehnungscoefficienten und t, t′ die Temperaturen bezeichnen, d. h.

$$d' = d \cdot \frac{p'}{p} \cdot \frac{1+at}{1+at'};$$

für $p = 1$ Atm. und $t = 100^0$ ergibt sich aus directen Versuchen $d = 0{,}0005895$; setzt man daher $d' = 1$ und sucht mit Beiziehung der ersten Formel der S. 14

$$p' = \left[1 + 0{,}7153\left(\frac{t'}{100} - 1\right)\right]^5$$

die entsprechenden Werthe von p' und t', so findet man die angeführten Zahlen.

Man könnte umgekehrt versuchen, diese Spannkraft, und aus ihr Näherungswerthe der Temperatur, aus den durch sie erzeugten Wirkungen zu berechnen. Da die vulcanischen Kegel ein Product der vulcanischen Thätigkeit sind, so muss der Heerd dieser Thätigkeit tiefer liegen als die Basis dieser Kegel, und später anzuführende Thatsachen beweisen, dass wir ihn in sehr beträchtlicher Tiefe unter dieser Basis zu suchen haben. Der Aetnagipfel erhebt sich aber 10200′ über seine Basis, der Pic de Teyde 11430′, und beide haben, obgleich selten, Lavaströme über den oberen Rand ihrer Krater ergossen. Die Kraft, wodurch Lavasäulen von dieser Höhe erhoben werden, verlangt nur Elasticitäten von 1020 und 1143 Atmosphären (I. 127), welche noch weit von dem vorhin gefundenen Maximum entfernt sind. — Die Angaben über die Höhe, welche bei Eruptionen von den aufgeschleuderten Massen erreicht werden, sind zu unbestimmt, als dass aus ihnen sichere Werthe der Wurfkraft gefolgert werden könnten. Der P. della Torre hatte beobachtet, dass die bei der Eruption des Vesuv von 1755 ausgeworfenen Steine 8″ Zeit gebrauchten, um zurückzufallen, und hieraus eine Steighöhe von 956′ berechnet; Hamilton schätzt die Höhe, bis zu welcher in der Eruption von 1779 die Steine aufstiegen, auf wenigstens 2000′; nach Recupero bedurften vom Aetna aufgeschleuderte Steine 21″ Zeit um niederzufallen, was auf eine Höhe von 6600′ schliessen liesse. Bei der noch fortdauernden Eruption des Hekla soll die Flammensäule eine Höhe von 14400 engl. Fuss erreicht, und der Vulcan Bomben von 480 Kilogramm 1½ lieues weit geschleudert haben. Nach einer Berechnung der zuverlässigsten Angaben glaubt d'Aubuisson folgern zu können, dass

die Wurfgeschwindigkeit, die vom Vesuv und Aetna den Steinen ertheilt wird, niemals diejenige der Kanonenkugeln erreiche, die mit einer Geschwindigkeit von 400 bis 500 Meter aus der Mündung des Laufs hervorgehen. Vernachlässigt man den Luftwiderstand, so führen die letzten Angaben über die Eruption des Hekla allerdings nur zu einer Anfangsgeschwindigkeit von ungefähr 300^{met}.

Die hohe Temperatur der tieferen Werkstätte theilt sich bei heftigeren Ausbrüchen zuweilen der ganzen Masse des Vulcans mit, wahrscheinlich nicht sowohl durch Wärmeleitung der starren Substanzen, als durch die überall hervordringenden Fumarolen. Es wird hiedurch ein plötzliches Abschmelzen des Schnee's bewirkt, der die Gipfel und Abhänge vieler Vulcane bedeckt. Bei dem Ausbruch des Cotopaxi i. J. 1742 entstund durch das Schmelzen des Schnee's eine Wasserfluth, welche in der tieferen Umgebung des Vulcans furchtbare Zerstörungen verursachte (Bouguer). Aus gleicher Ursache entstehen bei starken Eruptionen der Vulcane auf Island verheerende Wasser- und Schlammströme, welche Trümmer von Gletschereis, Blöcke von Laven, vulcanischen Sand und Asche fortführen. Denselben Ursprung mag der Strom heissen Wassers gehabt haben, der bei der Eruption von 1755 sich vom Aetna ergoss. In naher Verbindung mit dieser Ausbreitung der Hitze durch die ganze Bergmasse steht das Hervortreten heisser Quellen, die ihre hohe Temperatur oft viele Jahre nach Beendigung der Eruption bewahren. Während der vulcanischen Ausbrüche auf der Ebene S. Pedro de Jorullo im westlichen Mexico, i. J. 1759, verschwanden die Bäche Cuitambo und S. Pedro, welche früher zur Bewässerung der reichen Pflanzungen gedient hatten, und an ihrer Stelle entsanden, etwa 2000^{met} von der früheren Stelle entfernt, zwei heisse Quellen, deren Temperatur Humboldt i. J. 1803 gleich 52°,7 bestimmte; 24 Jahre später fand Burkart diese Temperatur um 22° erniedrigt. Auch auf Island sollen, während der Eruption des Hekla am Ende des J. 1845, früher kalte Quellen sich in heisse Thermen umgewandelt haben.

Gewöhnlich vermag jedoch die Hitze des Inneren nicht in die äusseren Theile des Kegels vorzudringen. Am Gipfel des Vesuv und Aetna bleibt der Schnee liegen, obgleich heisse Fumarolen den Krater erfüllen und an mehreren Stellen des Grundes oder

der Wandung des Kraters glühende Massen unter den Schlacken durchschimmern. Zur Zeit der Eruption des Aetna i. J. 1842 wurden die Schneeflächen des Piano del lago nur zunächst an den Lavaströmen geschmolzen, in Berührung mit denselben aber auch sogleich in Dampf verwandelt. Die schöne Quelle, welche am südlichen Abhang des immer thätigen Stromboli entspringt, scheint nicht wärmer als die mittlere Lufttemperatur des Ortes.

Dieser Gegensatz der inneren und äusseren Temperatur ist auffallender noch an der verhältnissmässig weit geringeren Masse der Lavaströme. An ihrer Aussenfläche erstarrt die Lava sehr schnell und da sie ein schlechter Wärmeleiter ist, so kann man ohne Gefahr wenige Tage nach ihrem Ausfluss über die obere Kruste, oder selbst über die noch fortbewegten durch flüssige Masse getrennten Schollen der Ströme wegschreiten. Das Innere der Ströme aber erhält sich oft nach vielen Jahren noch flüssig. Holzstücke, welche Hamilton in Spalten einer vor 3½ Jahren dem Vesuv entflossenen Lava warf, entzündeten sich; Lavaströme des Aetna von 1614 und 1669 waren 10 Jahre nach ihrem Ausfluss noch nicht erkaltet. Weit langsamer noch muss die Erkaltung im Inneren des Bodens fortschreiten; die Temperatur der zur Zeit des Jorullo-Aubruchs wohl siedend heissen Quellen war also erst nach 44 Jahren um 47°,3, in jedem Jahr also im Mittel nur um 1°, gefallen. — Die Erkaltungsgesetze flüssiger Lava unter dem Druck einer mehrere tausend Fuss hohen Wassersäule sind kaum mit einiger Sicherheit vorauszubestimmen.

An einem 7 bis 12 Fuss dicken Lavastrom des Vesuv fanden Monticelli und Covelli den 11. Mai 1822, 74 Tage nach seinem Ausfluss, die Hitze, 3 Linien über der Oberfläche, gleich 49°, in einer Spaltenöffnung der Oberfläche, gleich 125°, bei einer äusseren Lufttemperatur von 21°. — Die von Bischof mitgetheilten Erkaltungsversuche, mit einer Basaltkugel von 21 Zoll Durchmesser, die in einen 3 Zoll dicken Lehmmantel eingeschlossen war, zeigten 8 Stunden nach dem Guss auf der Oberfläche des Mantels eine Temp. von 300° bei 12° Lufttemp.; nach 6 Tag. 20 St. war die Oberfläche des Mantels auf die äussere Temp. erkaltet, die Oberfläche des Basalts nach 7 Tagen 7½ St. das Innere des Basalts, 2 Zoll unter seiner Oberfläche, nach 7 Tag. 9 St. Nach diesen

Angaben berechnet Bischof, dass ein Basaltberg von 1000 F. Höhe einer Zeit von 188 Jahren bedürfte, um von der Schmelzhitze an in seiner äusseren Masse bis auf die herrschende Temp. zu erkalten, und zwar unter der Voraussetzung, dass er in Gestalt einer Halbkugel einem nicht leitenden Boden aufsitze. Würde ihm durch den Boden, bei gangartiger Verlängerung in die Tiefe, noch Wärme zuströmen, so könnte sich die Erhaltungszeit auf mehrere Jahrhunderte ausdehnen. — Nach Versuchen von Lambert ist die Erkaltungszeit im Wasser 6 bis 10 mal kleiner als in der Luft.

Durch das Erkalten gehen die Laven, je nach ihren Bestandtheilen und der Geschwindigkeit der Abkühlung, in homogene glasartige, oder in krystallinische steinartige Massen über (I, 136), und mit der Erstarrung ist eine Contraction verbunden, über deren Grösse uns die angeführten Versuche von Bischof belehren. Natürlicher Basalt von 3,0438 specif. G. erstarrte, nach vorhergegangener Schmelzung, zu einer Obsidian ähnlichen Masse von 2,8301 specif. G.; die Contraction einer geschmolzenen Masse ist daher geringer, wenn sie zu einer glasartigen, als wenn sie zu einer steinartigen Masse erstarrt; sie beträgt im ersten Fall 0,0608 des Volumens im geschmolzenen Zustande, im letzteren Fall 0,1046 desselben Volumens; der Uebergang aus dem glasartigen in den krystallinischen Zustand bewirkt eine Contraction von 0,0702 des Volumens im glasigen Zustand. Die lineare Contraction bei dem Uebergang aus dem flüssigen in den krystallinischen Zustand beträgt daher 0,036 der Dimensionen im flüssigen Zustand. Die lineare Contraction vom Erstarrungspunkte an bis zur Temperatur von 12° R. wurde gleich 0,0156 der Dimensionen des erstarrenden Basalts gefunden. — Die Krystallisation der verschiedenen Mineralien, aus denen die Lava besteht, geht n. Bischof, allmählig in der noch weichen Masse vor, so dass die strengflüssigsten zuerst, die leichtflüssigsten zuletzt krystallisiren; die prismatische Zerspaltung aber erfolgt erst nach der Erstarrung, daher zuweilen Krystalle durch sie zerrissen werden.

Die hohe Temperatur der flüssigen Lava ist früher bezweifelt worden, weil man ihre Einwirkung auf andere von ihr berührte oder umwickelte Substanzen oft unter der Erwartung fand. Dolomieu nahm an, die Flüssigkeit der Laven entstehe durch eingemengten Schwefel, welcher die

Aggregation der steinartigen Theile aufhebe: zu einer ähnlichen Ansicht bekannte sich auch Kirwan. Menard de la Groye sucht die Ursache der Flüssigkeit in hinzutretenden Flussmitteln, Sauerstoff oder Wasser. Auch in neuerer Zeit glaubte P. Scrope annehmen zu sollen, die Krystalle, aus welchen die Laven zusammengesetzt sind, seien in der flüssigen Lava als starre Körper enthalten und die Flüssigkeit, die sie umwickle und fortziehe, sei Wasserdampf. Gegen diese Ansichten erklärten sich in älterer Zeit Spallanzani, Breislak, James Hall u. a., in unserer Zeit die grosse Mehrzahl der Beobachter.

Literatur: Dolomieu, *mém. sur les îles Ponces*, 1788 *p.* 296; —, *sur les roches composées etc. J. de Ph.*, 1794; Spallanzani, *viaggi, IV;* Breislak, *Reisen durch Campanien*, I, 204; —, *Inst. géol. III.* 160; Thompson, *notices of an traveller* > *Gilb. Ann. V.*; Fleuriau de Bellevue, *sur l'action du feu dans les volcans. J. de Ph. LX;* Davy, in *Ann. de ch. XXXVIII;* Menard de la Groye, *observ. sur le Vesuve, J. de Phys. LXXX;* P. Scrope, *on volcanos*, 17; Bischof, *Wärmelehre*, 268; —, *über die Contraction der Gesteine, Leonh. u. Bronn*, 1843; d'Aubuisson, *géognosie, I;* Faujas, *des émaux, des verres etc. des volcans, Mém. du Musée, III*, 1817; —, *hist. nat. des roches de trapp.* 1813; James Hall, *exper. on whinstone and lavas, Trans. of the R. S. of Edinb.* 1799 > *Gilb. Ann. VII*, 1801; Gregor Watt, *exp. on whinstone etc. Ph. Tr.* 1804; v. Leonhard, *Basaltgebilde, II;* Hausmann, *über den Nutzen der metallurg. Versuche in der Geologie, Gött. Anz.* 1837 > *Leonh. u. Bronn*, 1837,

34. Zusammenhang der Vulcane.

Wie die Thermen und Gasausströmungen sind die Vulcane ohne Regel über alle Zonen der Erdfläche vertheilt. Der Erebus erhebt sich aus den Gletschern des antarktischen Landes im 78° südlicher Breite; der Hekla, S. Eliasberg und die Vulcane von Kamtschaka sind nicht beträchtlich vom nördlichen Polarkreis entfernt. In den gemässigten Zonen finden wir die Vulcane des Mittelmeeres und von Chile; in der heissen diejenigen der Antillen, von Peru und Mexiko, der Südseeinseln, Molucken und Sundainseln. — Auch verticale Differenzen sind ohne Einfluss. Die Vulcane von Mittel-Amerika stehen auf Hochebenen, die sich 8 bis 10,000 F. über den Meeresspiegel erheben und deren Steinarten sich wesentlich von denjenigen der ihnen aufgesetzten Schlackenkegel unterscheiden. Die Inselvulcane Stromboli, Vulcano, Barren-island im Golph von Bengalen, viele in der Südsee, erheben sich unmittelbar aus dem Meere, das ihre Auswurfsmassen und Laven in seinen Grund aufnimmt. Dass auch submarine Vulcane vor-

kommen, geht hervor aus dem Aufsteigen vulcanischer Erzeugnisse aus dem Meeresgrund und dem meist nur vorübergehenden Erscheinen vulcanischer, aus Schlackenkegeln bestehender Inseln. Beispiele sind früher (I, 384) angeführt worden; es gehört ferner dahin, im Griechischen Meere, das wiederholte Aufsteigen von Klippen und Inseln im kreisförmigen Golph von Santorin, begleitet von Rauch- und Flammenausbrüchen, Auswurf von Bimsstein und anderen vulcanischen Erscheinungen. Nach analogen Thatsachen, dem Auftauchen und Wiederverschwinden von Klippen, Aufsteigen von Rauchsäulen, Erschütterung von Schiffen, vermuthet Daussy die Existenz eines submarinen Vulcans im Atlantischen Meere, einige Meilen südlich vom Aequator, 20 bis 22° W von Paris.

Nicht zu verkennen ist dagegen eine enge Verbindung der einzelnen Vulcane zu grösseren und kleineren Gruppen, und es tritt diess Verhältniss noch stärker hervor, wenn man auch die Spuren erloschener vulcanischer Thätigkeit mit in Betracht zieht. — Niemand wird anstehen, in der nahen Verbindung des Vesuv mit den vielen Krateren der Phlegräischen Felder und dem Epomeo auf Ischia mehr als Zufall zu erblicken, und ein innerer Zusammenhang dieser einzelnen Essen mit einem gemeinschaftlichen Heerd scheint auch aus ihrer alternirenden Thätigkeit hervorzugehen. Der Vesuv hatte seit 164 Jahren keinen Ausbruch gehabt, als, 1302, derjenige des Arso auf Ischia erfolgte; wiederum blieb derselbe von 1500 bis 1631 in Ruhe, und in der Zwischenzeit erhob sich 1538 der M. Nuovo. Das zusammengedrängte Vorkommen von mehr als hundert noch thätiger oder erloschener Vulcane auf Java führt ebenfalls zu der Annahme einer tiefer liegenden Verbindung zwischen denselben, und auf ähnliche Weise sind die erloschenen Vulcane von Mittelfrankreich, oder der Eifel (I. 295), oder die noch thätigen von Quito oder Mexiko auf einem kleinen Raume vereinigt. — Eine beträchtliche Zahl dieser Gruppen zeichnet sich aus durch ihre lineare Gestalt; die einzelnen Kegel sind auf einem weit in die Länge ausgedehnten und verhältnissmässig sehr schmalen Raum zusammengedrängt, es sind Reihenvulcane; so die Reihen der Puy's in Auvergne, der Griechischen Inseln, der Vulcane auf Java, derjenigen von Chile und von Quito. — So wie hier streichen zuweilen zwei

parallele Reihen, als Doppelreihe, neben einander und umschliessen ein Thal. — In anderen Gruppen vertheilen sich kleinere Kegel, meist Producte einzelner Eruptionen, um einen grösseren Centralvulcan; so am Aetna, dessen Abhängen bei achtzig secundäre Kegel aufgesetzt sind, die meist nur einmal, zur Zeit ihrer Entstehung, theils Laven ergossen, theils Schlacken und Asche ausgeworfen haben; so auch der Pic von Teyde auf Teneriffa, um welchen herum man eine wohl noch grössere Anzahl secundärer Kegel zerstreut sieht; so auch der grosse Vulcan im Pays-brulé der Insel Bourbon. — Noch andere Gruppen zeigen eine Vereinigung von Kegeln, meist aus sehr verschiedenen Epochen herstammend, und zum Theil auch von ungleicher Steinart, ohne dass einer aus ihnen sich durch seine Masse und Höhe, oder durch fortdauernde Thätigkeit und seine Lage in der Mitte der Gruppe, als Centralvulcan auszeichnete, so die Gruppe der Liparen, so wohl auch die Vulcane auf Island, diejenigen der Cap-Verd-Inseln, der Gallopagos u. a. — In den oft sehr weiten Räumen zwischen diesen Gruppen zeigen sich endlich vereinzelte sporadische Vulcane, die mit keinen anderen in sichtbarer Verbindung stehen und in ihren Ausbrüchen und Laven sich selbstständig zu verhalten scheinen; so der Vulcan Esk auf der Insel Jan-Mayen bei Grönland, so Barren-island im Golph von Bengalen, so der kleine Vulcan auf der Westseite von Borneo.

Mehrere dieser Gruppen sind nicht selten unter sich und mit sporadischen Vulcanen zu Gruppen höherer Ordnung vereinigt, zu vulcanischen Zonen bei grösserer linearer Erstreckung, zu vulcanischen Regionen bei grösserer Flächenausdehnung. Der Centralvulcan auf Teneriffa, die Vulcanreihe auf Lanzarote und Fuertaventura, die grossen Calderen auf Gran Canaria und Palma verbinden sich zu der Zone der Canarischen Inseln. — Die erloschenen Vulcane von Neapel und Rom haben Auswurfsmassen von grösster Aehnlichkeit geliefert, und von Salerno bis Acquapendente wird das Vorkommen vulcanischer Sedimente nur an wenigen Stellen unterbrochen; in der nördlichen Fortsetzung dieser westitalischen Zone liegen die Basalte von Radicofani, der trachytische M. Amiata mit seinen Solfataren und Thermen; noch weiterhin die Trachyte und Lagunen von Massa

und Volterra, und mehr westwärts Capraja, ganz trachytisch und mit jüngeren Lavaströmen; in der südlichen Fortsetzung, mit einiger auch durch die Richtung von Calabrien angedeuteter Abweichung nach Westen, die Gruppen der Liparen und der Aetna. Ein Zusammenhang zwischen Vesuv und Aetna lässt sich aus dem Wechsel ihrer grösseren Ausbruchsperioden folgern; die längere Ruhe des einen trifft in der Regel zusammen mit anhaltender stärkerer Aufregung des anderen der zwei Berge. Es hat ferner von Buch darauf aufmerksam gemacht, wie diese Zone wieder in eine östliche doleritische (Radicofani, M. Albano, Vesuv, Aetna) und eine westliche trachytische (Capraja, M. Amiata, Ponzainseln, Liparen) zerfalle. Man ist versucht, auch hier nicht stille zu stehen, sondern die Zone durch den Anschluss neuer Glieder zu einer, zwar immer noch in der vorigen Richtung stark verlängerten, Region auszudehnen. Es liegt nämlich nahe, den Aetna durch die Basalte von V. di Noto und die Solfaren, Salsen und Thermen des mittleren Siciliens mit dem submarinen Vulcan bei Sciacca und der vulcanischen Insel Pantellaria in Verbindung zu bringen, ferner die erloschenen Vulcane des westlichen Theiles der Insel Sardinien und von Olot in Catalonien beizuziehen und an alle diese Gruppen auch die altvulcanischen Bildungen der Provence und die erloschenen Vulcane von Mittelfrankreich anzuschliessen. — Die Vulcanenreihe von Java schliesst sich in Westen mit einer Biegung an diejenige von Sumatra, in deren nördlicher Fortsetzung Barren-island liegt; gegen Osten setzt sie fort in die Reihe der Molucken, und erleidet eine Gabelung in der Nähe von Neu-Guinea; der Hauptzweig geht nördlich nach den Philippinen, Japan, den Kurilen, Kamtschaka und den Aleuten, als eine der längsten vulcanischen Zonen der Erdfläche, der andere Zweig setzt ostwärts fort und folgt in grösserer Entfernung dem Umriss von Neu-Holland. — Auf ähnliche Weise sieht man die Reihe von Chile sich zu einer Zone verlängern durch die Vulcane von Peru und Quito, dann sich spalten und nach der einen Seite in die Vulcane von Guatimala und Mexiko fortsetzen, nach der anderen in die Reihe der Antillen übergehen. — Es ist zu beachten, dass die zu einer Zone gehörenden Reihen zuweilen gegen die Hauptrichtung

der Zone schief und sogar senkrecht stehen. Die Reihe von Mexiko z. B. streicht von O nach W, während die Zone der Erstreckung der Anden folgt. Eben so scheint in der westitalischen Zone die Querreihe von Neapel sich östlich in den M. Vulture bei Melfi, westlich in die Ponzainseln zu verlängern.

Ueber einen inneren Zusammenhang der Vulcane hatte man schon in älterer Zeit vielfach speculirt. Plato im Phædon betrachtet die Lavaströme als Ergiessungen des in der Erde verschlossenen Pyriphlegeton; Strabo I. zweifelt nicht, dass die Vulcane bei Neapel, die Liparen und der Aetna in unterirdischem Zusammenhange stehen. Aehnliche Vorstellungen finden sich bei späteren Schriftstellern. Athanasius Kircher, *mundus subterraneus*, 1678, überschreibt lib. IV. cap. 6, *montes ignivomi terram plenam ignibus esse, satis demonstrant*, und gibt auch eine Abbildung des Centralfeuers, mit welchem alle Vulcane durch Canäle in Verbindung stehen. Die im vorigen Jahrhundert herrschende Ansicht, dass die vulcanischen Feuer von in geringer Tiefe brennenden Schwefelkiesen herzuleiten seien, war jedoch einer allgemeinen Auffassung des Phänomens nicht günstig, und als von Humboldt, *Journ. de Ph.* 1800, in seinem ersten aus Amerika geschriebenen Briefe, den Pic von Teyde mit europäischen Vulcanen in Verbindung brachte, nannte De Luc diese Vorstellung eine phantastische. Doch glaubte auch Ordinaire, *hist. nat. des volcans*, 1802, nicht nur zwischen nahe gelegenen, sondern zwischen allen Vulcanen eine innere Verbindung annehmen zu sollen. — Das Verdienst einer grossartigeren Auffassung des Vulcanismus und der Feststellung auf Thatsachen gestützter Ansichten über die Verbindung der Vulcane zu Reihen und Gruppen, die Abhängigkeit kleinerer Vulcane von grossen Centralvulcanen, und den verborgenen Zusammenhang durch grosse Zwischenräume getrennter Krater, gebührt vorzüglich von Buch, *Briefe aus der Auvergne*, 1802, < *geogn. Beob. auf Reisen, II;* —, *Beschr. der Canarischen Inseln*, 1825, und von Humboldt, *voyage aux régions équin.* 1807 u. f. —, *essai polit. sur la Nouv. Esp.*, 1811; —, *essai sur le gisement des roches*, 1823; —, *über den Bau der Vulcane, Berl. Denkschr.*, 1823; —, *Fragm. asiat.* 1831; —, *Asie centrale*, 1843. Angeregt durch den neuen, das Ganze der Erde umfassenden Aufschwung der Wissenschaft versuchte Sickler, *Ideen zu einem vulcanischen Erdglobus, Geogr. Ephem.*, 1812, eine Darstellung der vulcanischen Zonen, der in den Hauptzügen sich von späteren Entwürfen wenig entfernt. Die zahlreichsten Belege zu der Annahme eines engeren Zusammenhanges der Vulcane, des Einflusses der Eruptionen oder der Ruhe der einen auf andere oft beträchtlich entfernte, und einer allgemeinen tellurischen Bedeutung des vulcanischen Phänomens sammelte von Hoff, *Veränderungen der Erdoberfläche etc. II* u. *IV.*; und in der Mehrzahl neuerer Schriften werden die zur Begründung dieser Ansichten führenden Thatsachen mit

Sorgfalt aufgezählt: P. Scrope, *on volcanos*, 1824; Daubeny, *descr. of volcanos*, 1826; Brongniart, Art. *Volcans*, im *Dict. des sc. nat.* 1829; Bylandt Palstercamp, *théorie des volcans*, 1835; Lyell, *principles*, 1843; Muncke, Art. *Vulcane* im *n. G.*; Darwin, *on volc. islands*, 1844. — Darstellungen und Karten der vulc. Zonen und Regionen in Berghaus, *physical. Atlas*; v. Leonhard, Vulcanen-Atlas, 1844.

35. Abhängigkeit von der Configuration des Erdbodens.

Das Vorkommen thätiger oder erloschener Vulcane erscheint zum Theil abhängig von der Vertheilung der Erdfläche in Land und Meer, von der linearen Erstreckung der Küsten und von dem Streichen der Gebirgssysteme. Von 163 thätigen Vulcanen, welche Arago auf der Erdfläche zählt, liegen 96 auf Inseln und von den übrigen 67 ist mit Ausnahme von zweien keiner mehr als 40 geogr. Meilen vom Meere entfernt. Die zwei einzigen innercontinentalen sind der Pe-schan und der Ho-tscheu bei Turfan in der Kette des Thian-schan, nahe verbunden mit der grossen Solfatare von Urumtzi und den reichen Salmiakhöhlen, welche seit alter Zeit einem grossen Theil von Asien dieses wichtige Salz liefern. Alles über diese vulcanische Gegend Bekannte gründet sich jedoch auf chinesische Nachrichten, kein Europäer hat sie noch betreten. Mit wenigen Ausnahmen, (S. Pauls-rock und die Falklandinseln im Atlantischen Meer, die Seychelles im Indischen Meer, Neu-Caledonia und Neu-Seeland im Grossen Ocean,) bestehen alle Inseln der grösseren Meere entweder aus Korallenbildungen, oder aus vulcanischen Steinarten (Darwin).

Die ausgezeichnetste vulcanische Zone folgt der südlichen und östlichen Küste von Asien, sie beginnt mit Barren-island und setzt fort durch Sumatra, Java, die Molucken, Philippinen, Japan, die Kurilen und Kamtschaka. Eine zweite, mit der vorigen enge verbundene, umzingelt die nördliche und östliche Küste von Neu-Holland, indem sie von den Molucken aus durch Neu-Guinea und die Neuen Hebriden bis nach Neu-Seeland fortzieht. — Auch die südamerikanische Zone folgt auffallend allen Biegungen der nahen Westküste. Es fällt diese letztere Zone zusammen mit dem Gebirgssystem der Anden, das, nach seiner Hauptmasse, aus nicht vulcanischen

Formationen besteht, und dieses Zusammentreffen der vulcanischen mit scheinbar ihnen fremdartigen Gebirgslinien wiederholt sich auch an anderen Stellen, obgleich die vulcanischen Linien häufiger den Gebirgslinien parallel, als, wie in Amerika, ihnen aufgesetzt erscheinen. — Die westitalische Zone streicht, sowohl der Küste, als dem Apennin parallel, und in gleicher Richtung sehen wir die trachytische Reihe der Griechischen Inseln, parallel den aus Glimmerschiefer, Quarzfels und Marmor bestehenden Cykladen und der hohen Kette des Pindus. — Auch ältere vulcanische, oder ihnen verwandte Bildungen lassen diesen Parallelismus mit der Configuration des Bodens und mit nahe liegenden Gebirgssystemen wahrnehmen. Längs dem südlichen Fuss der Alpen streicht eine Folge von Feldspathporphyren, Augitporphyren und Basalt von Biella in Piemont durch das Gebiet der Italienischen See'n, und Süd-Tyrol bis nach Kärnthen. — Eine Zone altvulcanischer Sedimente durchzieht Deutschland von NW nach SO, von der Eifel bis nach Siebenbürgen, parallel dem Abfall des gebirgigen Mitteleuropa gegen die norddeutsche Niederung, parallel auch der Längenaxe der italisch-französischen Vulcanenregion.

Die Alten bereits hatten eine Erklärung der vulcanischen Erscheinungen von ihrer Verbindung mit dem nahe liegenden Meere abhängig gemacht, so Justinus, lib. IV; es konnte jedoch das fast ausschliessliche Vorkommen der Vulcane auf Inseln und Küstenländern erst allgemeiner auffallen, nachdem durch die neueren Reisen der grösste Theil der Erdfläche bekannt geworden war. Lazzaro Moro, *dei crostacei etc.* 1740, p. 266, suchte seine Theorie gegen den aus dieser Thatsache hergenommenen Einwurf sicher zu stellen; Buffon, *époques de la nature*, 1778, *IV.* benutzt umgekehrt dieselbe zur Erklärung der vulcanischen Erscheinungen. Gegen das Ende des Jahrhunderts wurde auch aufmerksam gemacht auf den Parallelismus alt- und neuvulcanischer Bildungen mit der linearen Erstreckung der Gebirgssysteme von Pallas, *observations sur la formation des montagnes*, 1777, und Heim, *geolog. Beschr. des Thüringerwaldgebirges*, 1796. Es war jedoch ebenfalls von Buch, *geogn. Briefe über Süd-Tyrol*, 1824; —, *Canarische Inseln*, 1825, der die enge Verbindung der vulcanischen Linien mit den Gebirgszügen und den Küsten der Continente zu einem leitenden Princip in der Geologie erhob, das in neueren geologischen Arbeiten vielfache Anwendung gefunden hat.

36. Theorie.

Zwei Thatsachen, auf welche jede Theorie der vulcanischen Erscheinungen sich wird stützen müssen, scheinen mit genügender Sicherheit hervorzugehen. Die Ausdehnung der vulcanischen Zonen über ganze Hemisphären beweist, dass der Process, welcher Art er auch sei, nicht als ein localer, sondern als ein tellurischer betrachtet werden müsse; das allgemeine Vorkommen ferner des Wasserdampfs in jeder Phase der vulcanischen Thätigkeit lehrt in ihm das Hauptagens dieses Processes erkennen, und andere Producte desselben, die bei den einen Vulcanen oder Ausbrüchen vorkommen, bei anderen fehlen, wie Chlornatrium, Schwefelverbindungen, Bitumen, brennbare Gase, Laven, können nicht als wesentliche gelten. Die Vulcane unterscheiden sich daher von den Thermen und den Ausströmungen von Dämpfen und Gasen nur durch höhere Intensität, aber nicht durch das Grundprincip selbst. — Das gruppenweise Vorkommen der Vulcane begründet die Annahme, dass Canäle der zu einer Gruppe gehörenden sich in einen gemeinschaftlichen Heerd vereinigen, und, nach der sehr in die Länge ausgedehnten Gestalt der meisten Gruppen, stellt sich dieser Heerd als eine Spalte der Erdrinde dar, welche an ihrem oberen Ausgang theilweise wieder durch vulcanische oder andere Sedimente verschlossen worden sein mag. Die auch in neuerer Zeit am Vesuv und Aetna beobachtete Entstehung solcher Spalten, auf welchen sich durch den Auswurf secundäre Kegel bildeten, und die weite Erstreckung, in welche verticale Basalt- und Trappgänge verfolgt worden sind (I. 203), dienen, als analoge Thatsachen, dieser Annahme zur Unterstützung. — Der Längenausdehnung vulcanischer Spalten muss eine verhältnissmässige Tiefe entsprechen, und für Vulcanreihen, die sich über Hunderte geogr. Meilen ausdehnen, wie diejenigen von Java und den Molucken, oder die der Anden, kann die Voraussetzung, dass diese Tiefe 7 geogr. M. oder die untere Grenze der starren Erdkruste erreiche, nicht gewagt heissen, man wird vielmehr das Niedersetzen der Spalten und Hauptcanäle in eine im Verhältniss zum Erdganzen so geringe Tiefe auch für kleinere Gruppen und isolirte Vulcane nicht unwahrscheinlich heissen. — Nothwendig muss im Inneren dieser Spalten

ein starkes Aufsteigen der Chthonisothermen statt finden, die Dampfschicht der unteren Wassergrenze muss durch die erhöhte Temperatur vermehrte Spannkraft erhalten, den Druck von oben überwinden und einen aufsteigenden Dampfstrom bilden, der ein schnelleres Zuströmen der seitwärts der Spalte befindlichen Dämpfe nach ihrem Inneren zur Folge haben wird. So wie kalte Wasser im Inneren des Bodens Bestandtheile desselben aufnehmen und als Mineralquellen hervortreten (I, 335) so werden in weit höherem Grade diese glühend heissen und unter starkem Druck stehenden Wasserdämpfe die Wandungen der Spalten angreifen, sich mit flüchtig gewordenen Stoffen beladen und diese mit in die Höhe fortreissen. Da Wasserdampf von 0,25 Dichtigkeit unter dem Druck von noch nicht 1000 Atmosphären Glas zersetzt (Cagniard), so ist die Einwirkung von Dämpfen, die beinahe unter doppelt so starkem Druck stehen und die Dichtigkeit des flüssigen Wassers besitzen, nicht gering anzuschlagen. Dringen diese Dämpfe in Räume, wo, durch Fortpflanzung der inneren Erdwärme, oder vielleicht unter dem Einfluss der Dämpfe selbst, das Gestein flüssig geworden ist, so wird eine Mengung der geschmolzenen Masse und des Dampfes erfolgen, analog den durch Compression gebildeten Sauerwassern, und die Steigkraft des mit ihr verbundenen flüchtigen Bestandtheils wird die Lava an die Erdoberfläche emporheben. Das Intermittiren der heftigeren Ausbrüche kann, wie das der Isländischen Geyser (I, 90), durch die Anhäufung der Dämpfe in inneren Höhlungen und eine dem Heronsball ähnliche Structur dieser Höhlungen erklärt werden, wenn man nicht einfacher die Ansammlung der Dämpfe von der Verstopfung der grösseren Ausgänge herleiten will.

Bis an das Ende des vorigen Jahrhunderts wurden die vulcanischen Erscheinungen beinahe allgemein abhängig gemacht von der Entzündung schwefliger und bituminöser Massen, die man im verborgenen Heerd der Vulcane voraussetzte. Ein Versuch von Lemery, *Mem. de l'Acad.*, 1700, nach welchem ein Gemeng von Eisenfeile und Schwefel in feuchter Erde zum Glühen kommt und die Erde aufwirft, hatte dieser Theorie ein erhöhtes Ansehen verliehen. Bergmann, *de productis vulcaniis*, 1777, lässt es unentschieden, ob die Entzündung von Schwefelkiesen, wie früher schon Lyster, *of the nature of earthquaques*, *Ph. Tr.* 1684, vermuthet hatte, oder von Bitumen herzuleiten sei, neigt sich aber zu der letzteren Ansicht.

Werner, *Höpfner Magaz. IV*, 1789, glaubte, brennende Steinkohlenlager annehmen zu sollen. Die letzten Vertheidiger ähnlicher Ansichten waren vielleicht Parrot, *Physik der Erde*, 1815, der die Verbrennung von Schwefelkiesen voraussetzte, und Breislak, *Instit. géol. III*, 1822, der dem Bitumen diese Rolle zuwies. In dem Zeitalter der Elektricitätsphysiker hatte man auch diese universelle Thätigkeit um Hülfe angesprochen; Bertholon de S. Lazare, *sur un para-tremblement-de-terre et un para-volcan, J. de Ph.* 1779, behauptet, die Physiker seiner Zeit wären allgemein überzeugt, dass die Erdbeben und vulcanischen Phänomene durch Elektricität erzeugt werden, als subterrane Gewitter; Patrin, *recherches sur les volcans, J. de Ph.* 1800, lässt, nach einer phantastischen Theorie, ein stets neu sich bildendes Bitumen durch elektrische Funken im Brand erhalten; Steffens, *innere Naturgesch. der Erde*, 1810, betrachtet die Steinkohlenbildungen als Galvanische Säulen, die Thermen und Erdbeben als Wirkungen ihrer Spannung, die vulcanischen Ausbrüche als die höchste Steigerung derselben. Auch Bakewell, *introd. to geology*, 1813, ist nicht abgeneigt, die Ursache der hohen Temperatur im Inneren der Erde in elektrischen Strömungen zu suchen. Diese Ansichten wurden verdrängt durch die glänzende Theorie von H. Davy. *on the decomposition of earths, Ph. Tr.* 1808, weiter ausgeführt in *Ph. Tr.* 1828, *on the phænomena of volcanoes,* > *A. de Ch. XXXVIII*, nach welcher die metallischen Basen der verbreitetsten Steinarten unter der oxydirten Erdkruste, in Berührung mit Luft und Wasser, dieses zersetzen, sich entzünden und Ursache der vulcanischen Phänomene sein sollen. In späteren Jahren hat indess H. Davy, *consolations in travel*, 1831, selbst auch dem im Text angenommenen Erklärungsprincip den Vorzug gegeben. Zur Beseitigung des Einwurfs, dass, nach der früheren Theorie von Davy, grösstentheils Hydrogengas aus den Vulcanen aufsteigen müsste, was aber nicht der Fall ist, nahm Gay-Lussac, *réflexions sur les volcans, A. de Ch. XXII*, 1823, an, dass die Metalle in der Erde als Chlormetalle enthalten seien; Daubeny, *descr. of volcanos*, 1826, glaubt eher Schwefelmetalle voraussetzen zu sollen. Mit diesen verbindet in neuester Zeit de Boucheporn *hist. de la terre*, 1844, der ebenfalls die ältere Theorie von Davy vertheidigt, Cyanmetalle. — Neben diesen wechselnden Ansichten hatte sich die alte Hypothese des Centralfeuers stets auch als Erklärungsprincip des vulcanischen Processes erhalten, und sie gewann eine erhöhte Bedeutung, als die mit der Tiefe zunehmende Erdwärme als allgemeine Thatsache erkannt wurde. Es kann dieses Princip auf zweierlei Art angewandt werden, je nachdem man den Process unmittelbar von der inneren geschmolzenen Erdmasse herleitet, oder nur die hohe Temperatur des Erdinneren in Anspruch nimmt. Cordier, *sur la temp. de l'intérieur de la terre, Mém. de l'Acad. VII.*, 1827, nimmt an, dass die äussere Erdkruste durch allmählige Erkaltung einen Rückzug erleide, daher auf die innere flüssige Erdmasse einen Druck ausübe und sie als Lava aus der

offenen Canälen der Vulcane hervorpresse. J. Herschel, *proceed. of the Geol. Soc.* 1837, leitet einen Theil der vulcanischen Erscheinungen, besonders der submarinen, davon her, dass durch Ueberlagerung des Seebodens mit neuen Sedimenten ein Aufsteigen der Chthonisothermen erzeugt werde, daher die Glühhitze der inneren Erde in den früheren, noch mit Wasser getränkten Meeresgrund eindringen, das Wasser in Dampf umwandeln und Schmelzung der Sedimente bewirken könne. Bischof, *Wärmelehre des Inneren unseres Erdkörpers*, 1837, lässt Wasser bis in die Tiefe dringen, wo die Temperatur des Erdinneren den Schmelzpunkt der Laven erreicht und diese durch die entstandenen Dämpfe emporheben.

IV. ERDBEBEN.

37. Zusammenhang mit vulcanischen Erscheinungen.

Erschütterungen des Bodens in der näheren und weiter liegenden Umgebung der Vulcane gehen in der Regel den Eruptionen vorher und steigern sich bis der Ausbruch erfolgt; der Berg zittert meist ununterbrochen während der Dauer desselben; nachdem er beendigt ist, tritt oft auf längere Zeit Ruhe ein. In vulcanischen Gegenden sind daher Erdbeben vorzugsweise häufig, so auf Island, im südlichen Italien, in Armenien und Syrien, so ferner in der Reihe der Sundainseln und Molucken, so auch in der Umgebung des Mexikanischen Meerbusens, in Peru und Chile. Es ist Volksglaube in allen genannten Gegenden, dass heftige Erderschütterungen dann besonders eintreffen, wenn die Vulcane längere Zeit geruht haben. — Von der Gesammtzahl von 3249 Erdbeben, welche Perrey seit dem III. Jahrh. n. C. für Europa und die angrenzenden Theile von Afrika und Asien verzeichnet findet, fallen 1134, oder mehr als ein Drittel, auf Italien, und nur 702 auf Frankreich und Belgien, 252 auf die Skandinavische Halbinsel. Am seltensten sind Erdbeben in niedrigen Flachländern, in deren Nähe keine alt- oder neuvulcanische Bildungen vorkommen; so in der grossen Niederung, die sich von der Westküste der Niederlande durch Norddeutschland und Russland nach Sibirien erstreckt; so ferner im Delta des Nils, im südöstlichen Theil von Südamerika, in Canada u. a. Niederungen.

In mehreren Fällen ist auch ein offenbarer Zusammenhang der Erdbeben mit vulcanischen Erscheinungen beobachtet worden. Im

nämlichen Augenblick, da das gewaltsame Erdbeben von Lissabon erfolgte, den 1. Nov. 1755, wurde die Rauchwolke, die gewöhnlich über dem Vesuv liegt, wie in den Krater eingesogen, und der Berg erschien vollkommen frei. — Dieselbe Erscheinung wiederholte sich am Vulcan von Pasto, nördlich von Quito, als den 4. Febr. 1797 eines der heftigsten Erdbeben das Thal von Quito verwüstete; der Vulcan von Tunguragua, der vorher in Eruption gewesen war, blieb während desselben ruhig, aber an seinem Fuss spaltete sich der Boden und es entstürzten ihm mächtige Ströme von Moya (I, 265). Gleich nachher begann eine Folge von Erdbeben auf den kleinen Antillen, welche erst wieder zur Ruhe kamen, als im Sept. ein Ausbruch des Vulcans von Guadeloupe erfolgte, der seit fast hundert Jahren geruht hatte — Eine neue Reihe von Erdbeben erschütterte die kleinen Antillen und Nordamerika bis an den Ohio hinauf vom Mai 1811 bis zum April 1812; den 25. März 1812 erfolgte das furchtbare Erdbeben, wodurch Caracas zerstört wurde, und die Erschütterungen dauerten rings um den Meerbusen herum fort, bis den 27. April die Eruption des Vulcans von S. Vincent, der seit 1718 geruht hatte, ihnen ein Ende machte. — Das heftige Erdbeben in Chile, den 20. Febr. 1835, traf zusammen mit dem Ausbruch eines submarinen Vulcans bei Juan Fernandez und verchiedener Vulcane in der Cordillere von Chile. — Während der mehrjährigen Ruhe der zwei grossen Vulcane des mittelländischen Meeres, von 1825 bis 1831, war kein Jahr ohne dass die heftigsten Erdstösse, bald in Italien, bald in Spanien, bald in den Alpen statt fanden; im Juli 1831 erfolgte der submarine Ausbruch der Insel Julia, südlich von Sicilien, (I, 385), in den folgenden Jahren stand abwechselnd der Aetna und der Vesuv in Eruption, und seitdem sind die Erdbeben bis 1846 ausgeblieben. — Zuweilen auch sind Erdbeben von Erscheinungen begleitet, die sich den vulcanischen annähern. Aus den neu entstandenen Spalten sind in mehreren Fällen schwefelichte oder heisse Wasser ausgebrochen, zuweilen mit vielem Schlamm; so 1703 zu Aquila in den Abruzzen, 1752 zu Adrianopel, 1755 im Wallis, 1818 zu Catania, 1834 in Ungarn, 1835 in Chile. Oder, es sind mephitische Gase ausgeströmt, wie

1703 zu Aquila, 1827 in Columbia, 1835 in Chile. In selteneren, zum Theil wohl noch zweifelhaften Fällen will man auch Flammen gesehen haben; so 1797 bei Cumana, 1818 bei Catania, 1820 bei Zante, 1835 bei Juan Fernandez.

Daraus, dass vulcanische Ausbrüche meistens mit Erdbeben in Verbindung stehen, folgt jedoch nicht, dass alle Erdbeben secundäre Wirkungen vulcanischer Thätigkeiten seien. So wie heftige Erschütterungen an der Erdoberfläche, Bergstürze, starker Donner, die Brandung, sogar künstlich erzeugte, z. B. Artilleriefeuer und Minenschüsse, Erschütterungen des Erdbodens veranlassen, so wird auch jede gewaltsame Bewegung im Inneren der Erde, jede Explosion von Gasen, jeder Einsturz von Höhlungen, jede Aenderung der Aggregation und des Volumens durch thermische oder chemische Processe, sich an der Oberfläche durch Bebung und Erzittern des Bodens äussern. Die Herleitung aller Erdbeben aus einem einzigen Principe ist wohl eben so wenig naturgemäss, als die Erklärung des Fiebers aus einem besonderen Krankheitsstoff. Locale Erdbeben in nicht vulcanischen Gegenden, wie die Reihe sehr heftiger Erschütterungen, wodurch vom XIV. bis XVI. Jahrh. die westliche Schweiz und das Elsass, besonders aber Basel grossen Schaden erlitten, die localen Erdbeben, die zu Eglisau, oder im Cant. Glarus, oder auf der Gypslinie, die von Aigle nach dem Thunersee fortstreicht, und in anderen Gegenden in und ausserhalb der Schweiz, eine Zeit lang sich häufig und mit Heftigkeit wiederholt haben, können nur gezwungen mit vulcanischen Ereignissen im engeren Sinn in Verbindung gebracht werden.

Die Erklärung der Erdbeben ist seit älterer Zeit meist mit derjenigen der vulcanischen Erscheinungen verbunden und auf dieselben Principe zurückgeführt worden. Nächst dem Centralfeuer und der Entzündung brennbarer Stoffe fanden als Erklärungsgründe vorzüglich auch Beifall die Spannkraft in der Erde eingeschlossener Gase und der Einsturz innerer Höhlen. Ersteres schon bei Aristoteles, *Meteor. II. c.* 8., Plinius, *h. n. II, c.* 79, und Seneca, *Q. N. VI. c.* 12, daher die seit alter Zeit verbreitete, auch jetzt noch in Italien herrschende Ansicht, dass natürliche oder künstliche Höhlen, Steinbrüche, Schachte, Brunnen, vor Erdbeben schützen; letzteres bei Lucretius, *VI*, und ebenfalls bei Seneca, *VI, c.* 10, der sich auf Anaximenes beruft. — Mit vielem Scharfsinn wurde der Gegenstand behandelt von G. Agricola, *de ortu*

et causis subterraneorum, 1558, und Rob. Hooke, *a discourse of earthquaques, posth. works*, 1705. — In der Mitte des vorigen Jahrhunderts versuchte Hales, *on the causes of earthquaques Ph. Tr.* 1750, die Erdbeben als subterrane Gewitter darzustellen, entstanden durch Entzündung aufsteigender schwefligter Gase in der oberen Erdkruste. Noch bestimmter erklärte Stuckeley, *on the causes of earthquaques, Ph. Tr.* 1750, die Erdbeben als elektrische Erschütterungen, und es fand diese Ansicht auch an Bina, *cagione de terremuoti*, 1751, Krüger, *von den Ursachen des Erdbebens*, 1756, Beccaria, *lettere dell elettricismo*, 1758, G. Vivenzio, *istoria e teoria de' tremuoti*, 1783, vermehrt 1788, Poli, *tremuoto di 26. Luglio*, 1805, beide letztere auch den schützenden Einfluss tiefer Schachte behauptend, Bertholon de S. Lazare a. a. O. und an der Mehrzahl damaliger Physiker eifrige Vertheidiger. — Nollet, *leçons de Ph. XII*, 1753, machte, zur Erklärung der Erdbeben und Vulcane, auf die Kraft der Wasserdämpfe aufmerksam, ohne jedoch andere Ursachen ausschliessen zu wollen, und zu demselben Eklekticismus bekannten sich Betrand, *sur les trembl. de terre*, 1757, und Buffon, *époques de la nature*, 1778. Wenig abweichend von den jetzt geltenden Ansichten beruft sich auch Michell, *conjectures concerning the cause of earthquaques, Ph. Tr.* 1760, auf die enge Verbindung der Erdbeben mit den Vulcanen und erklärt beide Erscheinungen durch das Hinabdringen von Wasser in den Grund brennbarer oder glühender Massen und die Elasticität der hiedurch entstehenden Dämpfe. Den Einfluss der Erdbeben auf die Gestaltung des Erdbodens behandelte, im Geiste von Hooke, mit vieler Kenntniss Raspe, *de novis e mari natis insulis*, 1763. In neuerer Zeit ist der Zusammenhang der Erdbeben mit dem Vulcanismus besonders hervorgehoben und durch vielfache Erfahrungen belegt worden durch von Humboldt, *Rélat. histor.*, 1807, u. f. —, *essai polit. sur la N. Espagne*, 1809, u. a. W., von Hoff, *Veränd. der Erdoberfl., II.* u. *IV.* 1824, Lyell, *principles*, *I.* 1832, F. Hoffmann, *über die Vulcane*, 1838, Bischof, *Wärmelehre*, 1837, u. a. — Kries, *von den Ursachen der Erdbeben*, 1827, stützt seine Erklärung auf die ältere Theorie der Vulcane von Davy; durch die Zersetzung des Wassers im Inneren der Erde entsteht Wasserstoffgas; das sich mit Sauerstoff zu Knallgas vereinigt, und die Entzündung dieses Knallgases wird Ursache der Erdbeben. Auch die früher versuchten Erklärungsprincipe finden indess noch Anhänger, wenigstens für einzelne Fälle oder Gegenden. Vassalli Eandi, *rapp. sur le trembl. de terre en Piémont, Bib. britt.*, 1808, und Lambert, *cause des trembl. de t. au Chili, An. de Ch. XLII*, 1829, setzen die Hauptursache der Erdbeben in elektrische Thätigkeiten. Boussingault, *trembl. de terre des Andes*, *A. de Ch. XLVIII.*, 1835, glaubt nicht, dass zwischen den weit verbreiteten und heftigeren Erdbeben und vulcanischen Thätigkeiten ein engerer Zusammenhang statt finde und schreibt jene dem allmähligen Zurücksinken der Gebirgsketten zu. Necker, *on the causes of certain earthquaques, Edinb. ph. Mag.* 1839, glaubt diese Erklärung auch auf viele Erdbeben ausserhalb Amerika ausdehnen zu sollen.

38. Zusammenhang mit der Atmosphäre.

Ein starker Einwurf gegen die Unterordnung aller Erdbeben unter den Vulcanismus geht hervor aus der kaum zu bezweifelnden Verbindung der Erdbeben mit atmosphärischen Zuständen, da vulcanische Ausbrüche eine ähnliche Wechselwirkung, in sehr beschränktem Maasse, nur in den starken Regen und Gewittern zeigen, die durch den Niederschlag der ausgestossenen Wasserdämpfe erzeugt werden. Es wird allerdings zwischen den Eruptionen und der Witterung auch ein Zusammenhang anderer Art behauptet; die Angaben jedoch, dass die Frequenz und Stärke derselben von den meteorologischen Zuständen, oder von der Jahreszeit abhangen, sind einstweilen wenig verbürgt und stehen unter sich im Widerspruch. So z. B. sollen die Eruptionen des Vulcans von Stromboli bei südlichen Winden und im Winter heftiger sein als gewöhnlich; was jedoch Spallanzani nicht bestätigt fand. Der Pic von Ternate, in der Reihe der Molucken, soll zur Zeit der Aequinoctien in grösster Thätigkeit stehen (Scrope); seine Ausbrüche erfolgen aber so selten, dass dieses Gesetz kaum genügend begründet sein kann. — Eine Abhängigkeit wenigstens eines Theiles der Erdbeben von den Jahrszeiten tritt dagegen ziemlich deutlich hervor. Von 118 Erdbeben, welche Merian für Basel aufgezeichnet fand, fielen die meisten, 15, auf den December, die wenigsten, 3, auf den Juni; auf den

Winter	41
Frühling	22
Sommer	18
Herbst	37
	118

Nach Perrey vertheilen sich 656 in Frankreich beobachtete Erdbeben wie folgt auf die einzelnen Monate:

Jan.	Febr.	März.	April.	Mai.	Juni.	Juli.	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Summe.
83	64	53	55	42	36	47	40	50	48	60	78	656

Von 214 in Skandinavien beobachteten fallen auf die einzelnen Monate

Jan.	Febr.	März.	April.	Mai.	Juni.	Juli.	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Summe.
33	20	21	13	16	10	17	13	18	17	19	17	214

Beide Reihen zeigen ein Maximum im Januar, ein Minimum im Juni, und die Unregelmässigkeit im Fortschritt der Reihen vermindert sich, wenn man sie addirt, scheint also ihren Grund nur in der noch zu geringen Zahl der in Rechnung gezogenen Fälle zu haben. Es gibt nämlich die Summe

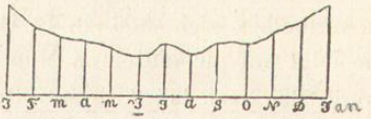
Jan	F	m.	Apr	m	J	Jli	Aug	S.	O.	N.	Dec	
116	84	74	68	58	46	64	53	68	65	79	95	870

Eine Zusammenstellung aller Fälle, welche von Hoff von Anfang unserer Zeitrechnung bis 1830 nördlich von den Pyrenäen, Alpen und Karpathen, mit Ausschluss von Island, angibt, führt zu den Zahlen

86	77	54	58	49	46	47	56	51	55	70	80	729

welche ebenfalls ein Maximum zur Zeit des Wintersolstitiums, ein Minimum zur Zeit des Sommersolstitiums beweisen. Geringere Uebereinstimmung zeigt Italien, vielleicht weil die localen vulcanischen Erdbeben sich in zu starkem Verhältniss den mit den Jahreszeiten zusammenhangenden beimengen; das Maximum fällt auf den März, das Minimum auf den September, die Differenzen der Monate sind schwächer und ohne Regelmässigkeit.

Trägt man die Monate als Abscissen auf einer Horizontalen auf und errichtet in der Mitte jedes Monats eine Ordinate proportional der Anzahl der im Monat vorgekommenen Erdbeben, verbindet dann die Endpunkte dieser Ordinate, so erhält man eine krumme oder gebrochene Linie, welche Perrey die sismische Jahrescurve heisst (σεισμός, Erdbeben). Die sismische Curve für Frankreich, Belgien und Skandinavien ist



Auch der Volksglaube eines Zusammenhangs der Erdbeben mit der Witterung scheint nicht ganz unbegründet. Die Erdbeben von Lissabon 1755, und Calabrien 1783, erfolgten nach unge-

wöhnlich langen und starken Regen; dasselbe Verhältniss soll zu Algier und auf Jamaica eintreffen. In Venezuela und Peru sollen dagegen die Regen vorzugweise nach den Erdbeben erfolgen und diesen in der Regel anhaltende Dürre vorausgehen; daher Hoffmann annimmt, dass Erdbeben überhaupt einen Wechsel der Witterung bezeichnen. In nicht seltenen Fällen werden als Begleiter von Erdbeben heftige Windstösse, röthliche Nebel oder Herrauch, Feuerkugeln, Sternschnuppen und andere Lichtmeteore, Gewitter und elektrische Erscheinungen angeführt. Lambert stützt seine Theorie auf die Erfahrung, dass die Erdbeben in Chile vorzüglich während des dortigen gewitterreichen Sommers eintreffen; Moreau de Jonnes berichtet, dass von 64 Orkanen auf den Antillen 7 mit Erdbeben zusammengetroffen seien. Ein röthlicher Nebel soll dem Erdbeben von Lissabon, 1755, vorhergegangen sein; ein allgemeiner Herrauch, der sich über Europa hinaus ausdehnte, traf zusammen mit dem Erdbeben von Calabrien 1783; ein ähnlicher Nebel zeigte sich vor dem Erdbeben in Cumana 1799; ein röthlicher Nebel erschien auch 1831 gleichzeitig mit der neu aufgestiegenen vulcanischen Insel südlich von Sicilien und verbreitete sich dann von hier aus über ganz Europa (Hoffmann). — Der Gang der meteorologischen Instrumente steht hiemit nicht im Widerspruch, obgleich auch hier kein Gesetz klar hervortritt. Dass Erdbeben mit tiefen Barometerständen verbunden seien, ist eine ältere, sehr verbreitete Annahme, und Merian hat gezeigt, dass wirklich bei einer beträchtlichen Zahl von Erdbeben ein tieferer Stand als gewöhnlich vorkam. In anderen Fällen aber wurde dieser Einfluss nicht bemerkt, so nicht zu Lissabon 1755, zu Pignerol 1808, zu Meleda 1826, und in Südamerika fand v. Humboldt den regelmässigen Gang des Barometers niemals durch die Erdbeben gestört; auch zu Palermo konnte Hoffmann zwischen den Barometerständen und den Erdbeben keine deutlich hervortretende Beziehung auffinden. Viele ausgezeichnet tiefe Barometerstände gehen vorüber ohne Erdbeben. Constanter scheint der Einfluss auf das Thermometer, das in der Regel nach Erdbeben eine beträchtliche Abkühlung anzeigt, so in England 1795, zu Quito 1797, zu Pignerol 1808, auf Zante 1820; die ungewöhnlich strengen Winter, die auf das Erdbeben von Calabrien 1783

folgten, wurden schon damals mit diesem in einen Causalnexus gebracht. Das Elektrometer zeugte in mehreren Fällen für ungewöhnlich starke und, wie bei Gewittern, öfters wechselnde Luftelektricität, so zu Cumana 1797, zu Breslau 1799, zu Pignerol 1808.

Literatur: Der Zusammenhang der atmosphärischen Veränderungen mit dem Inneren der Erde wurde vorzüglich behauptet von Woodward, *natural hist. of the earth*, 1695. Die Frage wird behandelt in Cotte, *phénom. météor. de* 1774 *à* 1806, *J. de Ph.* 1807 *et suiv.*; Vasalli-Eandi a. a. O.; Kries, a. a. O. —, *de nexu inter terræ motus et statum atmosph. Act. Soc. Jablonov. IV.*, 1832; v Humboldt, *Relat. hist. V.*; Moreau de Jonnes, *hist. phys. des Antilles*, 1822; Lambert a. a. O.; Merian, *in Basel wahrgen. Erdbeben*, 1834; —, *Verhdl. von Basel*, 1838; Hoffmann, *über die Vulcane* 1838; Muncke, im n. G. Art. *Erdbeben* und *Vulcane*; Perrey, *trembl. de terre en Europe*, in *Compt. Rend.*, 1841 *et suiv.*; —, *t. de terre en France, en Belgique etc. Acad. de Bruxelles*, 1844; —, *t. de t. dans le bassin du Rhone, Ann. d'agric. de Lyon*, 1845; —, *t. de t.de la Péninsule Scandinave, Voy. de la Comm. du Nord*, 1845.

39. Beschreibung.

Man kennt kein untrügliches und constantes Vorzeichen eines nahen Erdbebens. Oefters gehen den stärkeren Stössen und Bebungen schwächere, nur bei geschärfter Aufmerksamkeit wahrzunehmende vorher; diese, oder ausströmende Gase mögen Ursache der häufig erwähnten Unruhe und Angst grösserer und kleinerer Thiere sein. Zuweilen aber erfolgt der erste heftige Stoss ohne alle Vorboten, so 1746 zu Lima und Callao, 1755 zu Lissabon, 1783 in Calabrien, 1812 zu Caracas, 1827 in Columbien. — In Gegenden, die häufigeren Erdbeben ausgesetzt sind, werden drei Arten der Bewegung des Bebens unterschieden; 1. die wellenförmige *(moto undulatorio)*, bei horizontaler, wellenförmiger Fortpflanzung, mit abwechselnder Hebung und Senkung des Bodens, Hin- und Herneigen verticaler Gegenstände, Zerreissen und Wiederzuschliessen des Bodens und der Gebäude; 2. die aufstossende *(m. succussorio)*, bei verticaler Richtung heftiger Stösse von unten nach oben, gleich dem Springen einer Mine, daher das Aufschleudern von Sand, Steinen, Menschen, die plötzliche Zertrümmerung grosser Städte, die gänzliche Veränderung und Verwüstung der betroffenen Gegenden; 3. die rüttelnde oder wirbelnde *(m. vorticoso)*, wenn mehrere horizontale, auch wohl

verticale Bewegungen sich durchkreuzen, so dass der Boden wie durch Wirbel bewegt erscheint, und schwere Massen, Mauern, Gebäude, eine Drehung erleiden. Die Wirkung ist eben so zerstörend, wie die der aufstossenden Erdbeben und die furchtbarsten Erschütterungen, welche Städte und grosse Landstriche verwüstet haben, werden meist als rüttelnde beschrieben. — Mit der Bewegung verbindet sich häufig ein eigenthümliches Getöse, wie das Rollen vieler Wagen über unebenes Pflaster; man hat es auch mit Artilleriefeuer, oder mit rollendem Donner verglichen; in Skandinavien wird das Geräusch in mehreren Fällen als ein Sausen oder Pfeifen beschrieben. Diess Getöse trifft mit dem Erdbeben zugleich ein, oder geht ihm kurz vorher. Zuweilen auch wird es wahrgenommen, ohne dass Erdbeben nachfolgen; so vom 9. Jan. bis 12. Febr. 1784 fast ohne Unterbrechung, zu Guanaxuato, so auch von 1822 an mehrere Jahre hindurch auf der Insel Meleda bei Ragusa. Bald will man das Tosen und Knallen in der Luft, bald an der Oberfläche des Bodens, bald von der Tiefe her gehört haben. Für die letztere Annahme spricht, dass in Südamerika der Schall besonders stark an der Oeffnung von Brunnen wahrgenommen wird, so auch die grosse Entfernung der Orte, an denen er gleichzeitig und mit gleicher Stärke erfolgt, wie 1812 in Venezuela, bei dem Ausbruch des Vulcans von S. Vincent, in 25 g. M. von einander entfernten Orten, auf einem Flächenraum von 500 g. Quadratm. — Die Fortpflanzung der Erschütterung nach der Tiefe ist sehr ungleich, vielleicht weil verschiedene Boden- und Felsarten, je nach ihrer Aggregation und Structur, die Bewegung, theils hemmen, theils fortleiten. Im Erzgebirge wurde 1812 ein Erdbeben in den Gruben, aber nicht an der Oberfläche wahrgenommen; umgekehrt in Schweden 1823, und bei Cherbourg den 22. Dec. 1843 ein an der Oberfläche beobachtetes Erdbeben nicht in den Gruben. Während des Erdbebens von 1795 in England hörten die Bergleute in den Gruben von Derby das Getöse über ihnen nach dem Tag zu und ein starker Wind fuhr von da abwärts in die Grube; das Erdbeben am Niederrhein 1828 wurde in den Gruben des linken Rheinufers, nicht aber in denen des rechten wahrgenommen. Dieselbe Ungleichheit der Fortpflanzung zeigt sich in horizontaler Richtung. Die Erschüt-

terung trifft oft gleichzeitig zwei Orte und überspringt ein dazwischen liegendes, sie bildet, nach dem in Mittelamerika gebräuchlichen Ausdrucke, Brücken, und derselbe Ort bleibt während langen Zeiträumen verschont. Doch ist die Sicherheit trügerisch. Die Halbinsel Araya, nördlich von Cumana, war Jahrhunderte hindurch während der heftigen Erdbeben des Festlandes ruhig geblieben, 1797 wurde auch sie zum erstenmal erschüttert, und seitdem hat sie stets an den Erdbeben von Cumana Theil genommen. — Die Erschütterung pflanzt sich auch durch das Wasser fort; in nicht seltenen Fällen haben Seefahrer heftige Erschütterungen, als ob sie auf Klippen gestossen wären, auf offenem Meere über grossen Tiefen empfunden: so 1687 im Stillen Meere, 150 Meilen weit von Callao, 1755 in 50 Seemeilen Entfernung von Lissabon, 1835 100 Meilen weit von der Küste von Chile. Während des letzteren Erdbebens schien die See, eine Stunde weit von Juan Fernandez, zu kochen, und hohe Wassersäulen wurden in die Höhe geschleudert. — Eine gewöhnliche Erscheinung an Küsten ist der plötzliche Rückzug des Meeres und seine Wiederkehr in einer hohen Woge, die weit ins Land hinein Alles überfluthet und im Rückfliessen mit sich reisst. Nach einem zweiten Stoss des Erdbebens in Peru, 1687, zog sich das Meer weit von der Küste zurück, um gleich nachher mit solcher Macht über Callao wegzustürzen, dass der Hafen und die Stadt ganz zerstört wurden. Dieselbe Erscheinung widerholte sich mehrere Stunden nach dem Erdbeben von 1746; das Meer erhob sich vor Callao 80 F. über seine mittlere Höhe und stürzte mit solcher Gewalt auf die Stadt, dass beinahe die ganze Bevölkerung umkam. Nach dem Erdbeben von 1755 litt die ganze Küste von Portugal und Spanien durch den wiederholten Andrang des Meeres. Eine halbe Stunde nach dem Erdbeben von 1835 in Chile, war das Meer so weit zurückgewichen, dass alle Felsen im Grunde der Bay von Talcahuano sichtbar waren und die Schiffe in dem Hafen trocken lagen, dann kehrte eine ungeheure Woge langsam zurück und stürzte sich über die Stadt, ihr Rückfluss riss Alles mit ins Meer, auf sie folgte eine zweite noch stärkere, dann eine dritte, und eine vierte schwächere machte den Schluss. — Die Dauer einzelner, auch der heftigsten Erdbeben ist meist sehr kurz, beinah augenblicklich;

der erste Stoss, der bereits einen grossen Theil von Lissabon zertrümmerte, soll nur 6 Secunden gedauert haben; die Erschütterung, welche 1812 Caracas zerstörte, 3 bis 4 Secunden; die drei Stösse, die 1839 auf der Insel Martinique so grossen Schaden verursachten, erfolgten innerhalb einer Minute. Die Erschütterungen wiederholen sich aber oft Monate und Jahre hindurch, und Gegenden, in denen früher Erdbeben wenig bekannt waren, können während Jahrhunderten durch rasch auf einander folgende beunruhigt werden. Das grosse Erdbeben von 1356, welches Basel zerstörte, soll, bald stärker, bald schwächer, ein ganzes Jahr gedauert haben; nach dem furchtbaren Erdbeben von Lima, im October 1746, dauerte die Bewegung des Bodens noch mehrere Monate fort, und man will vom 28. Oct. bis zum 24. Febr. 1747 451 Stösse gezählt haben; zu Cumana zitterte der Boden nach dem Erdbeben von 1766 während 14 Monaten fast ohne Unterbrechung; in Calabrien zählte man im Jahr 1783 während 7 Monaten 148 Tage, an welchen Stösse, und denselben Tag oft mehrere, erfolgt waren. — Die Erschütterungen bewirken bei stärkeren Erdbeben sichtbare und bleibende Veränderungen in der Gestaltung des Bodens. Es erfolgen, während und nach denselben, Einstürze und Einsenkungen, es öffnen sich tiefe Spalten (I, 384), grössere Massen verändern ihre Stellung und Lage und bilden, durch Hinabgleiten längs den Spalten, Verwerfungen (I, 394), oder die früher horizontale Stratification erscheint nach der Katastrophe geneigt bis vertical. Viele Beispiele solcher Umänderungen sind besonders nach dem Erdbeben von Calabrien, 1783, beobachtet und genau beschrieben worden. Von grösserer Ausdehnung noch, als die Einsenkungen und Verschiebungen, sind die Hebungen des Bodens, welche mehrere neuere Erdbeben in Chile begleitet haben. Dass auch schwächere Erdbeben bleibende Veränderungen in der Bodengestaltung zurücklassen, ist, obgleich nicht durch Thatsachen bewiesen, doch in hohem Grade wahrscheinlich.

Literatur: Gesammelte Nachrichten über den Hergang einzelner Erdbeben in den angef. Werken von Bertrand, Cotte, Kries, v. Humboldt, v. Hoff, F. Hoffmann, Muncke, Perrey; nächstdem in Ragor, *von den Erdbidnen*, 1578; Beuther, *compendium terræmotuum*, 1601; Bernhertz, *terræmotus*, 1616; Vinc. Magnati, *notizie istor. de' terremoti*, 1688; Seyfarth,

allg. Geschichte der Erdbeben, 1756; E. Biot, *catal. des t. de t. en Chine*, *A. de Ch. II*, 1841. — Ueber das Erdbeben von Lissabon, 1755: Ch. Davy, *letters*, 2 *Vol.*, 1787; *Letters on the earthquaque of Lisbon*, *Ph. Tr. XLIX.*; J. Kant, *Geschichte des Erdbebens von* 1755, 1756; *Physical. Betrachtung von den Erdbeben*, 1756. — Ueber d. E. in Calabrien, 1783: Hamilton, *an accaunt of the earthquaques etc.*. *Phil. Tr. LXXIII*; G. Vivenzio, *Istoria e teoria de' tremuoti*, 1783; Grimaldi, *descr. de' tremuoti etc.* 1784: Dolomieu, *mém. sur le trembl. de t. en Calabre*, 1784; Fleuriau de Bellevue, *effets géol. des trembl. de terre en Calabre*, *J. de Ph. LXII*; Spallanzani, *viaggi IV.*; *Istoria de' fenomeni del tremuoto dell' anno* 1783, *Acad. d. sc. di Nap.*, 1784. — U. d. E. von Quito, 1797: Cavanilles, *del terremoto etc.*, in den *Ann. de Historia natur.*, *Madrid*, 1800; —, *J. de Ph. XLIX.* — U. d. E. von Caracas, 1812: v. Humboldt, *Rel. hist. V.* — U. d. E. von Chile, 1822: Mrs. Graham, *account of the late earthquaques in Chili*, *Geol. Tr.* 2d *ser. I.* > *Poggd III.*; Meyen, *Reise um die Erde*, 1835; Pöppig, *Reise in Chili und Peru*, 1835: Basil Hall, *journal written on the coast of Chile etc.* — U. das E. von Chili, 1835: Caldcleugh, *on the great earthquaque of* 1835 *in Chile*, *Ph. Trans.*, 1836; Darwin, *res. in geology*, 1840; —, *on volc. phen. in South-Amer. Geol. Tr.* 2d *ser. V.*; Fitzroy, *sketch of surv. Voy. of Adventure and Beagle*, *Roy. Geogr. Journ. VI.*, 1836.

40. Ausdehnung und Richtung.

Die meisten Erdbeben wirken mit concentrirter Stärke auf einen beschränkten Umfang, aufstossend oder rüttelnd, und verbreiten sich von da aus mit abnehmender Intensität in wellenförmiger Bewegung; sie erscheinen als centrale und divergirende Erschütterungen. Die Grenzen der Erschütterungsfläche entfernen sich zuweilen nur wenige Stunden von dem Centrum derselben, oder es wird der Stoss auch kaum anderwärts, als im Centrum selbst bemerkt; das Erdbeben ist local. In anderen Fällen, besonders bei stärkeren Erdbeben, erstreckt sich die Erschütterung über einen beträchtlichen Theil der Erdfläche. Das Erdbeben von 1783 wirkte central auf die nähere Umgebung von Oppido in Calabrien; in einem Umkreise von 22 Miglien Halbmesser wurden fast alle Gebäude zerstört; in einer äusseren Zone, deren grösserer Halbmesser auf 72 Miglien geschätzt wurde, waren die Erschütterungen mässiger und über die Grenze des Königreichs hinaus wurden sie nicht bemerkt. Eben so war das zerstörende Erdbeben von 1822, wodurch Aleppo und mehrere umliegende Städte untergingen, auf Syrien und die angrenzenden Gegenden beschränkt. In der Gruppe der Antillen werden viele Erdstösse nur auf einer einzelnen Insel wahrgenommen. Das sehr starke Erdbeben den 2. Febr. 1828 blieb auf einen Theil von Ischia

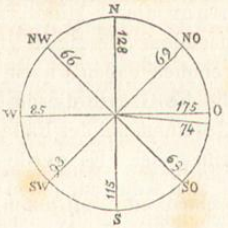
beschränkt. Dagegen erstreckte sich das Erdbeben von Lissabon, den 1. Nov. 1755 gleichzeitig auch auf Mogador, Madeira, Island und das ganze Europa bis nach Böhmen und selbst bis in die südlichen Theile von Skandinavien, so dass der grösste Durchmesser der Erschütterungsfläche, von SW nach NO, gleich 40 Breitegraden angenommen werden muss. Das Erdbeben von Caracas, 1812, erstreckte sich bis nach S. Fe de Bogota, in eine Entfernung von 150 bis 200 geogr. M.; im vorhergehenden Jahre waren die Thäler des Missisippi und Ohio bis Cincinnati in beinahe ununterbrochener Bewegung gewesen, und auch die submarinen vulcanischen Erscheinungen in der Gruppe der Azoren (I, 385) scheinen damit in Verbindung gestanden zu haben; so dass sich für diesen Erschütterungskreis ein Durchmesser von 40^0 von S nach N und 70^0 von W nach O ergibt. Auch für das Erdbeben vom 23. Januar 1838, dessen Mittelpunkt in Siebenbürgen gewesen zu sein scheint, ergibt sich eine Erschütterungsfläche, die gleichzeitig Mailand, Wien, Constantinopel, die Krimm und einen grossen Theil des südlichen Russlands einschliesst. — Es ist klar, dass der Sitz der Kraft, welche so ausgedehnte Theile der Erdrinde gleichzeitig in Bewegung zu setzen vermag, nur in grosser Tiefe gesucht werden darf.

Die Verbreitung der Erdbeben ist häufig linear, d. h. die Erschütterungsfläche ist nach bestimmten Richtungen, ähnlich den vulcanischen Reihen und Zonen, sehr verlängert. In Gegenden ferner, die wiederholten Erdbeben ausgesetzt sind, folgen diese meist derselben Richtung. Erschütterungsflächen, die in jeder Richtung ausgedehnt sind, entsprechen den vulcanischen Regionen. Die heftigsten Erschütterungen des Erdbebens von Caracas, 1812, erstreckten sich linear von ONO nach WSW; die kleinen Antillen, die oft gleichzeitig erschüttert werden, liegen in der Richtung des Meridians; beide sismische Zonen gehören in die sismische Region von Mittelamerika, die von 1811 bis 1812 in ihrem ganzen Umfang durch Erdbeben litt. — Die lineare Richtung der sismischen Zonen wird erkannt, theils unmittelbar aus der Richtung, nach welcher sich die wellenförmige Bewegung fortpflanzt, theils aus der Lage der erschütterten Stellen, theils aus der Aufeinanderfolge der Zeitmomente, in denen die Erschütterung daselbst

wahrgenommen wurde. Aus mehreren Gründen kann man sich täuschen; es können gleichzeitig mehrere Wellenbewegungen nach verschiedenen Richtungen vorkommen und sich kreuzen; es kann ferner die Wellenbewegung sich nach einer der Hauptrichtung des Stosses verschiedenen Richtung fortpflanzen; es wird z. B. eine Zerspaltung der festen Erdkruste über der Spalte die stärkste Erschütterung erzeugen, von den Rändern der Spalte aus aber werden die Schwingungen sich nach senkrecht auf der Spalte stehenden Richtungen verbreiten. — Trägt man die Zahl der Erschütterungen, welche während einer Zeitperiode in einer Gegend nach der Richtung einer der acht Weltgegenden beobachtet worden sind, auf einen Kreis auf, der den Horizont darstellt, so erhält man die sismische Rose jener Gegend. Die aufgetragenen Zahlen können, entweder absolut die wirklich gezählten Fälle, oder relativ diesen Zahlen proportionale Zahlen sein. Würden sich die Erdbeben nach den acht Weltgegenden gleich vertheilt zeigen, so fiele jeder Grund, zwischen den Erdbeben und der Configuration der Gegend oder den Bodenverhältnissen eine Beziehung anzunehmen, weg; bei ungleicher Vertheilung aber lässt sich aus den acht Zahlen der Rose eine mittlere Richtung berechnen, und je grösser die Zahl der Erschütterungen ist, welche, im Verhältniss zu anderen Richtungen, auf diese mittlere Richtung fallen, desto höher ist die Wahrscheinlichkeit, dass das Vorherrschen dieser Richtung nicht nur Zufall, sondern in der Natur gegründet sei.

Nach einer in mehreren Gegenden wiederholt bestätigten Regel folgt die Richtung der Haupterschütterungen dem Streichen der nächst gelegenen Gebirgszüge, oder Steinarten. So verhält es sich nach Palassou in den Pyrenäen, die Richtung ist dem Gebirgszuge parallel, die Vibrationsbewegung aber soll sich nach Ramond (*Journ. des mines, XII.* > Perrey, *t. de t. en France)* senkrecht auf diese Richtung fortpflanzen. Das Erdbeben von 1783 blieb auf die Westseite der hohen krystallinischen Kette des Aspromonte beschränkt und wurde im jenseitigen Calabrien nur schwach wahrgenommen. Eine Ausnahme scheint das Erdbeben von 1828 zu bilden, das, quer über den Apennin, von Voghera nach Genua durchsetzte; aber in dieser Richtung streicht hier auch die Schichtung. So folgte auch, anfangs desselben Jahres, in den

Niederlanden die Erschütterung dem Streichen des Thonschiefergebirges. Das heftige Erdbeben in Toscana, im Aug. 1846, beschränkte sich auf den Küstenstrich, Florenz wurde nicht berührt. In denselben Tagen wurden alle Orte in der Linie von Bex bis Yverdon erschüttert, welche in der Fortsetzung der Küste von Toscana liegt. In England folgt, nach Gray, die Mehrzahl der Erdbeben der Richtung von SW nach NO, parallel den Formationsgrenzen und Gebirgszügen. Für Skandinavien fand Perrey die mittlerere Richtung ausgehend von S 22 W, nur wenig von derjenigen der skandinavischen Alpen abweichend. In Amerika bewährt sich diese Regel noch grossartiger und mit selteneren Ausnahmen, als in Europa. Die Erdbeben in Chile und Peru pflanzen sich von S nach N fort, parallel der Küste und dem Zuge der Anden; diejenigen von Venezuela folgen der Richtung der Gneiskette, von ONO nach WSW. — Nach diesem Ergebniss darf man nur dann erwarten, aus einer sismischen Rose eine in der Natur begründete mittlere Richtung abzuleiten, wenn die Rose auf Gegenden beschränkt wird, in denen ein Hauptstreichen der Gebirgszüge und Formationen vorherrscht — Indem Perrey die Anzahl aller in Europa und den anstossenden Theilen von Asien und Afrika beobachteten Erdbeben gleich der willkührlich angenommenen Zahl 800 setzt, findet er dieselben nach beistehender Rose vertheilt, worin die Zahlen anzeigen, wie viele von den 800 Erschütterungen von der zunächst stehenden Weltgegend her sich nach der entgegengesetzten fortgepflanzt haben:



Als mittlere Richtung ergibt sich hieraus O 4°,42′ S mit 74 Fällen, also ein, zwar nicht beträchtliches Vorherrschen in der Richtung des Mittelmeeres, des Europäischen Hochlandes und der nördlichen Niederung. Es ist auffallend, dass die Rechnung für

Italien zu einer beinah identischen mittleren Richtung, nämlich O 4°, 9′ S, aber mit 215 Fällen, führt, vielleicht wegen vorherrschendem Einfluss der Erdbeben in Savoyen, Oberitalien und Sicilien, wo die Gebirge von O nach W streichen, oder, weil die Erschütterungen in Unteritalien der vulcanischen Linie von Melfi nach den Ponzainseln folgen. Wenn übrigens in der europäischen Rose nur die absolute Richtung berücksichtigt wird, abgesehen von dem Sinn der Bewegung, so ist die Anzahl der Erdbeben, die längs dem Meridian vorgekommen sind, nur unbedeutend verschieden von derjenigen der nach der Parallele beobachteten.

Apparate, welche die Richtung angeben, nach welcher die Wellenbewegung der Erdbeben sich fortpflanzt, heissen Sismometer. Es sind vorgeschlagen und zum Theil benutzt worden: Pendel, deren unteres Ende Spuren der Bewegung zurücklässt (S. von Salsano, *Lichtenb. Magaz. II.* > Muncke, n. G. Art. *Erdbebenmesser*; diese Vorrichtung verbessert von Forbes, Edinb. Trans. 1841); färbende Flüssigkeiten, welche durch ihr Ansteigen an den Rand der Gefässe die Richtung anzeigen (S. von Vasalli-Eandi, *Bibl. brit.* 1808); Gefässe mit Flüssigkeiten (Quecksilber) bis zunächst an rings herum vertheilte Oeffnungen gefüllt, aus denen, bei geneigter Stellung, die Flüssigkeit in tiefere Gefässe abfliesst (S. von Cacciatore, *Poggd.* XXIV; wenig abweichend dasjenige von Coulier, *Bullet. géol.* IV.).

Zur Berechnung der mittleren, oder genauer der vorherrschenden Richtung dient die Formel von Lambert. Man denkt sich die den acht Weltgegenden entsprechenden Fälle von Erdbeben als Kräfte, die von der Peripherie der Rose nach dem Mittelpunkt zu wirken, setzt die Stärke dieser Kräfte den gegebenen Zahlen gleich, und sucht die Richtung und Stärke der Mittelkraft. Die Richtung dieser Mittelkraft zeigt den Punkt des Horizonts an, auf welchen, nachdem alle gleich grossen und entgegengesetzt liegenden Zahlen sich aufgehoben haben, noch ein Ueberschuss fällt; die Stärke der Mittelkraft gibt die Grösse dieses Ueberschusses an, und aus der Vergleichung mit der Gesammtzahl der Fälle geht hervor, von welcher Bedeutung dieser Ueberschuss sei. Es werde durch N, NO, O u. s. w. die Anzahl der Fälle bezeichnet, die auf jeden dieser Punkte fallen, und man zerlege die entsprechenden Kräfte nach NS als Ordinatenlinie und OW als Abscissenlinie, so sind die Coordinaten X, Y der mittleren Richtung

$$X = O - W + \tfrac{1}{2}(NO + SO - NW - SW)\sqrt{2}$$
$$Y = N - S + \tfrac{1}{2}(NO + NW - SO - SW)\sqrt{2}$$

und das Azimuth α derselben, vom Nordpunkt gegen Ost gezählt, ist gegeben durch $tang\ \alpha = \frac{X}{Y}$, die Stärke M der Mittelkraft durch

$$M = \sqrt{X^2 + Y^2}.$$

41. Aeltere Spaltung der Erdrinde.

Man darf annehmen, dass ein grosser Theil der Spalten und Klüfte, die an der Aussenfläche oder im Inneren des Bodens vorkommen, mit Erdbeben in engster Verbindung gestanden haben, sei es, dass durch die Erschütterung das Zerreissen des Gesteins veranlasst worden sei, oder dass eine gemeinschaftliche Ursache, z. B. der Druck gepresster Dämpfe, gleichzeitig die Erschütterung und die Zerklüftung bewirkt habe. Die meisten dieser älteren Spalten sind ausgefüllt mit steinartigen oder metallischen Substanzen und erscheinen als Gänge (I, 289). Die Lage und Richtung der Gänge belehrt also auch über das Vorkommen früherer Erdbeben und über die Richtung ihrer Einwirkung auf den Boden; und wenn in einer Gegend Gänge nach verschiedenen Richtungen vorkommen, die einander durchschneiden, so ist durch das relative Alter der Gänge auch dasjenige der Erdbeben gegeben, die mit ihnen in Verbindung standen. — In vielen Gegenden kommen zahlreiche Gänge derselben Stein- oder Erzart vor, die im Streichen und Fallen einen nicht zu verkennenden Parallelismus zeigen. Sowohl die Spaltung des Bodens, als die Ausfüllung dieser Spalten durch die Gangart scheinen gleichzeitig erfolgte Wirkungen derselben Thätigkeiten zu sein; sie bilden ein selbständiges, durch denselben Ursprung zusammengehörendes Gangsystem. Die vielen Zinnerzgänge von Ehrenfriedersdorf in Sachsen streichen, nach Werner, meist von O nach W, oder in der VI. Stunde, h. 6 (I, 133); alle Kupfererzgänge von Dillenburg in Nassau zwischen h. 7 und h. 12, meist also von SO nach NW (Stifft); in den Vogesen oscilliren die zahlreichen Brauneisensteingänge um eine gerade Linie, die sich fünf Stunden weit in der Richtung von h. 3 verfolgen lässt. — Nicht selten durchkreuzen sich in einem Revier zwei oder noch mehr verschiedenartige Gangsysteme, von denen jedes seine ihm eigenthümlichen Gangarten führt; es ist klar, dass dasjenige dieser Gangsysteme, das von allen anderen durchkreuzt wird,

das älteste, dasjenige, welches alle durchkreuzt, das jüngste sein muss. Die Zinnerzgänge von Ehrenfriedersdorf werden durchsetzt von Silbergängen, welche im Mittel h. 12 streichen; in der Gegend von Freiberg sind von Werner acht verschiedene, sich durchkreuzende Gangsysteme unterschieden worden; in Cornwallis kennt man neun verschiedene Gangsysteme, zwei Systeme von Zinnerzgängen, eines von Porphyrgängen (*Elvan-dykes*), drei von Kupfergängen, eines von Quarzgängen und zwei von Thongängen. — Wie die Richtung der neueren Erdbeben, steht auch die der Gangsysteme meist in naher Beziehung zu der äusseren Gestaltung des Landes, oder zu der Erstreckung bestimmter Gesteine: das Streichen der Eisensteingänge in den Vogesen trifft zusammen mit demjenigen der Vogesenkette selbst; das Gangsystem der Antimonerze in Auvergne streicht gleich wie die naheliegenden Granitzüge, und wie die Reihe der vulcanischen Puy's; die mannigfaltigen Gänge des Harzes streichen fast ohne Ausnahme zwischen h 7 und h 11, parallel der vorherrschenden Erstreckung des Granits, Porphyrs, Trappes und des gesammten Gebirges.

Literatur: Werner, *neue Theorie von der Entstehung der Gänge*, 1791; v. Beust, *kritische Beleuchtung der Wern. Gangtheorie*, 1840; Fournet, *études sur les dépots métallif.*, in d'Aubuisson, *géogn. par* Burat, 1835; —, *sur les filons métallif. de l'Aveyron*, in *Soc. agr. de Lyon.*

V. METAMORPHISMUS.

42. Begriffsbestimmung.

In weiterem Sinn bezeichnet Metamorphismus jede Veränderung der Aggregation, Structur oder chemischen Beschaffenheit, welche die Steinarten nach ihrer Ablagerung und Befestigung erlitten haben, oder die Einwirkungen, welche durch andere Kräfte, als die Schwere und Cohäsion, ausgeübt worden sind. Es fällt unter diesen Begriff: die Entfärbung der Oberfläche schwarzer Kalksteine durch den Verlust des Kohlenstoffes, die Bildung braunrother Ueberzüge auf Felsen von Kalkstein, Sandstein, vielen Schiefergesteinen, Serpentin, Granit u. s. w. durch Zersetzung von fein eingesprengtem Schwefelkies oder Magneteisen (I, 338), die Umwandlung von Anhydrit in Gyps durch Wasseraufnahme (I, 163), das Zerfallen mancher Granite und Porphyre in Grus durch Zer-

störung des Glimmers oder Feldspaths (I, 339); auch die Umwandlung des Wassers in Eis, und von Schnee und Eis in Wasser oder Dampf muss dahin gezählt werden. — In engerem Sinn beschränkt sich die Benennung auf Umwandlungen der Gesteine, die nicht durch Einwirkung der Atmosphäre oder des Wassers auf die zu Tag liegende Aussenfläche, sondern, mittelbar oder unmittelbar, durch Thätigkeiten erzeugt werden, deren Sitz im Inneren der Erde zu suchen ist. — In mehreren Fällen lässt sich die Art der Umbildung aus unseren physikalischen und chemischen Theorien erklären und auf Temperatureinflüsse oder elektrisch-chemische Actionen zurückführen; man erkennt auch wohl in einer anstossenden Felsart, oder in Verbindungscanälen mit dem Inneren der Erde den Herd, von welchem die Umwandlung ausgegangen ist; in vielen anderen bleibt der metamorphische Process selbst uns verhüllt, und wir schliessen nur aus den Producten, dass ein solcher wirklich stattgefunden habe, indem z. B. neptunische Steinarten allmählig in andere übergehen, die, nach ihrer gegenwärtigen Beschaffenheit, nicht im Wasser entstanden sein können. Es befindet sich die Wissenschaft gegenüber den metamorphen Steinarten in derselben Stellung, wie die Mineralogie zu den pseudomorphen Krystallen; sie erkennt die Umwandlung als eine Thatsache, deren Feststellung von der Genauigkeit der directen Beobachtung, nicht aber von der Wahrscheinlichkeit oder Möglichkeit einer Erklärung abhängig gemacht werden kann.

Die enge Verbindung der krystallinisch massigen mit stratificirten Steinarten war von den Geologen des vorigen Jahrhunderts nicht unbeachtet geblieben. V. Charpentier, *mineral. Geogr. v. Sachsen*, 1778, hält es für unmöglich, zwischen Granit und Gneus einen Unterschied des Alters oder der Bildungsweise festzusetzen, und, da er auch Kalkstein dem Gneis untergeordnet findet, so fragt er, ob nicht der Kalkstein durch eine Veränderung der Bestandtheile des Gneuses entstanden sein könnte, und beruft sich auf eine Stelle von Bouguer, *voyage au Perou*, 1749, p. 93, der in Amerika häufig Felsen gesehn zu haben versichert, die einen Uebergang von Dach- oder Thonschiefer in Marmor gezeigt hätten. Voigt, *mineral. Abhandl. I.* 1789, hatte den Uebergang von Thonschiefer in Diorit oder Grünstein beobachtet, so wie den innigen Zusammenhang zwischen rothem Porphyr, Porphyrconglomerat und Sandstein. Speculationen über den Ursprung der Steinarten führten zur Annahme von Umwandlungen oder Metamorphosen älterer Gesteine durch die innere Erdwärme. Desmarest, *sur l'origine*

du basalte, *M. de l'Acad.* 1771, glaubt, dass die Laven und Basalte durch Schmelzung des Granits entstanden seien, während DE SAUSSURE, *voyages I.*, geneigt ist, den Urstoff der Laven in Hornblendgesteinen (*roches de corne*) zu finden. BUFFON, *époques de la n.*, stützt auf einen Versuch die Annahme, dass die grösseren Sandsteingebirge ihre Festigkeit dem Anfang einer Verglasung durch das Centralfeuer verdanken. — Auf ähnliche Voraussetzungen und Thatsachen gründete HUTTON seine *theory of the earth*, 1795, zuerst in den *Edinb. Ph. Tr.* 1788, nach welcher die aus der stets thätigen Zerstörung der Erdoberfläche hervorgehenden Trümmer im Grund der Meere sich zu stratificirten Massen ansammeln, hier, unter dem Druck des Oceans, durch die innere Erdwärme eine Metamorphose erleiden und in feste Sandsteine, körnigen Marmor, krystallinische Schiefer und andere Gesteine übergehn, in welche dann aus dem Erdinnern geschmolzene Massen, die vielleicht selbst von der früheren geschichteten Erdkruste herstammen, als metallische Substanzen, Trapp und Granit, in Gängen aufsteigen. S. PLAYFAIR, *illustr. of the Huttonian theory*, 1802, *trad. par* BASSET, 1815, *p.* 66, 192 *et* 241. Aeltere Gegenschriften erschienen von KIRWAN, *geol. essays*, 1799; MURRAY, *exam. of two geol. syst.* 1802; DE LUC, *traité élém. de géol.* 1808. Die berühmten Versuche von JAMES HALL über das Erstarren geschmolzener Basalte und Laven, *Edinb. Ph. Tr. V u. VI* > NICHOLSON, *Journ. of n. p.* 1800 > GILB. *Ann. VII*, in grösserem Maassstabe fortgesetzt von GR. WATT, *Lond. Ph. Tr.* 1804, in Verbindung mit den gleichzeitigen Arbeiten von DARTIGUES, *sur la dévitrification du verre*, *J. de Ph. LIX*, FLEURIAU DE BELLEVUE, *sur l'action du feu dans les volcans*, *J. de Ph. LX*, 1805, DE DRÉE, *nouveau genre de liquéfact. ignée*, *J. d. mines XXIV*, 1808, bestätigten in vielen der wichtigsten Punkte HUTTON's Voraussetzungen; auch genauere Beobachtungen des Uebergangs stratificirter, Petrefacten führender Gesteine in krystallinisch massige, vorzüglich in der Nähe oder im Contact mit Trapp, Granit und ähnlichen Steinarten, dienten ihr zur Unterstützung. Es hatte fast gleichzeitig mit HUTTON, THOMSON, *sur la nature des marbres vomis par le Vésuve*, *Bibl. brit. VII.* 1798, die Auswürflinge für umgewandelten Apenninenkalk erklärt, die Möglichkeit dieser Umwandlung durch Erfahrungen in Kalkofen bewiesen, und sich gefragt, ob nicht auch der Carrarische Marmor durch Feuer seine körnige Aggregation erhalten haben möchte. Gleiche Folgerungen ergaben sich aus den Arbeiten von HENSLOW, WINCH, AIKIN, BERGER, CONYBEARE u. a. in den ersten Bänden der Verhandlungen der 1807 gestifteten *Geological Society von London* und der *Philos. Soc. in Cambridge*; etwas später erschien die wichtige Schrift von MACCULLOCH, *descr. of the Western Islands*, 1819. Auf dem Continent wurden diese Ansichten verbreitet durch BOUÉ, *essai sur l'Ecosse*, 1820, und NECKER, *voyage en Ecosse*, 1821. Bald nachher erklärte sich BOUÉ, *m. sur le SO de la France*, *Ann. des sc. n. II.* 1824, auch für die Entstehung des Gneis und der krystallinischen Schiefer durch Metamorphismus, eine Ansicht, die man in-

dess schon bei Playfair, p. 242, angedeutet findet. — Die neue Theorie fand eine schöne Anwendung in den Beobachtungen von Al. Brongniart, *mém. sur les ophiolites*; —, *sur les caract. zoolog. des format.*, *Ann. des mines*, 1821, und Bakewell, *travels in the alpine parts of Switzerland and Savoy*, 1823. Nur die Lehre vom Metamorphismus konnte eine genügende Erklärung des Vorkommens organischer Ueberreste in den krystallinisch schiefrigen Gesteinen der Alpen geben, auf das viele Jahre vorher Brochant, *observ. géol. dans la Tarentaise*, *J. des mines XXIII.* 1808, und *Ann. des mines IV.* 1819, aufmerksam gemacht hatte. — Wie in der ursprünglichen Theorie, war bis dahin die Umwandlung fast ausschliesslich als eine Wirkung der Hitze, theils des Erdinneren, theils der aus ihm aufgestiegenen geschmolzenen Massen, betrachtet worden; die Beobachtung führte bald zu einer allgemeineren Auffassung. Auf die Verhältnisse in Südtyrol gründete v. Buch, *über Dolomit*, *Berl. Akad.* 1823; —, *Briefe über Tyrol*, 1824, die Annahme einer Metamorphose ganzer Gebirge durch Dämpfe, der Umwandlung von Kalkstein in Dolomit, Gyps, Flussspath, der Imprägnation der Steinarten mit metallischen Substanzen und mannigfaltigen Mineralien. Keilhau dagegen, *Darst. der Uebergangsformat. in Norwegen*, 1826; —, *über die Bildung des Granits*, *Karst. Arch. X.* 1837; —, *Gæa Norwegica*, *I.* 1838, gewann die Ueberzeugung, dass die Metamorphose nicht von der Einwirkung von Stoffen, die aus der Tiefe aufstiegen, noch von grossen Hitzegraden, sondern von inneren molecularen Thätigkeiten der sich umbildenden Steinarten selbst herrühren müsse; und Keferstein, *Teutschland VII*, 2. 1832; —, *Naturgesch. des Erdkörpers*, 1834, sprach sich, nach mehrjährigen Reisen in den Alpen, dahin aus, dass, ohne alle Verbindung mit dem Inneren der Erde, Kalkstein sich in Dolomit, gemeiner Schiefer in Serpentin und Granit, Sandstein in Porphyr umwandle. Auch schweizerische Geologen, Studer und Escher, *geol. Beschr. von Mittel-Bündten*, *Schweiz. Denkschr.* 1839; Studer, *Bemerk. über die nördl. Alpenkette*, *Leonh. Zeitschr.* 1827; —, *Westl. Alpen*, 1834, *p.* 224; —, *über Entsteh. des Granits*, *Leonh. u. Bronn*, 1840, haben vor Jahren schon die Ueberzeugung ausgesprochen, dass, weder die ältere Ansicht einer Metamorphose durch die Wärme des Erdinneren, oder erhitzter Massen, noch die neuere durch Dämpfe, die Erscheinungen in den Alpen genügend zu erklären vermögen. Zu ähnlichen Ansichten ist der neueste Bearbeiter dieses Gegenstandes, Durocher, *étud. sur le métamorphisme des roches*, *Bull. géol.* 1846, gelangt.

43. Veränderung der Steinarten durch Wärme und Cämentation.

Der Einfluss, den eine schnelle oder langsame Abkühlung, der Druck, welcher Gase in ihren Verbindungen zurückhält, und der Rückzug im Erkalten auf die Aggregation und Structur erstarrender

geschmolzener Massen ausüben, ist bereits (I, 136) angeführt worden. — Auch über die Umwandlungen stratificirter neptunischer Steinarten durch Wärme hat man in neuerer Zeit eine Menge von Thatsachen gesammelt, theils nach directer Beobachtung des Einflusses von Hohofenfeuern auf die Ofengesteine, oder brennender Steinkohlenflötze auf die angrenzenden Massen, theils mittelbar, indem man auf diesen Einfluss aus den Veränderungen schloss, welche die neptunischen Steinarten in der Nähe anderer zeigen, von denen man voraussetzt, dass sie früher in feurigem Fluss, oder doch stark erhitzt gewesen seien, d. h. aus Contactverhältnissen. — Metallurgische Processe haben gelehrt, dass die chemische Beschaffenheit starrer Substanzen in höheren Temperaturen Umänderungen erleiden kann, ohne dass vorher eine Schmelzung eintritt. In dem Process der Cämentation verbindet sich das Eisen mit der Kohle zu Stahl, indem man es mit Kohlenpulver längere Zeit glüht; ebenso geht Kupfer in Messing über, wenn es mit Zink geglüht wird. In Agordo und Röraas wird Schwefelkies, der 2 % Kupfer enthält, wenn er in faustgrossen Stücken geröstet wird, im Kern der Stücke zu Kupferkies von 7 % Kupfergehalt, und dieser Kern löst sich von der äusseren, beinah kupferleeren Schale mit glatter, bunt gefärbter Oberfläche ab. In Südamerika wird silberhaltiges Gold auf beinah reines Gold zurückgeführt, indem man die Körner mit Ziegelmehl und Kochsalz glüht; die Kieselerde zerlegt, unter Mitwirkung der aus dem Brennmaterial herstammenden Wasserdämpfe, das Kochsalz, es entsteht Salzsäure, und das Chlor verbindet sich mit dem Silber zu Chlorsilber. — Durch directe Schmelzversuche, oder als zufällige Hüttenproducte sind in neuerer Zeit viele Mineralien künstlich dargestellt worden, welche in vulcanischen und metamorphischen Felsarten zu den häufigsten gehören. Augit, ein Hauptbestandtheil vieler Laven und Trapparten, fand sich in Schlacken von Fahlun. Die Schlacken von Sahla sind Basalten täuschend ähnlich und ihre Höhlungen mit Augitkrystallen besetzt. Durch Schmelzung der Bestandtheile des Augits erhielten Berthier und Mitscherlich deutliche Augitkrystalle. Ein mit Olivin, dem gewöhnlichen Bestandtheil des Basalts, isomorphes Mineral ist nicht selten in den Schlacken des Eisenfrisch- und Kupferhüttenprocesses enthalten. Feldspath fand sich in deut-

lichen Krystallen, vielleicht aus Dämpfen entstanden (Hausm.), im Ofenbruch eines Kupferhohofens zu Sangershausen im Mansfeldischen. Bei Stolberg am Harz wurden dem Adular des Gotthard vollkommen ähnliche kleine Zwillingskrystalle in einem verlassenen Eisenhohofen, $5^2/_3$ Fuss über dem Bodenstein, gefunden (Hausmann). Eine directe Darstellung von Feldspath, durch Verschmelzung seiner Bestandtheile, ist bis jetzt nicht gelungen. Glimmer sah Mitscherlich als hexagonale Prismen in den alten Schlacken eines Kupferofens in Schweden, Hausmann mit Glimmer sehr nahe verwandte Blättchen in den Zellen eines krystallinisch gewordenen Sandsteins, der am Harz als Gestellstein eines Eisenhohofens gedient hatte. Granat und Idokras sind, theils durch Schmelzung aus ihren Elementen dargestellt, theils in Schlacken von Hohöfen aufgefunden worden. Eine krystallinische Substanz, dem Wollastonit gleich zusammengesetzt, fand sich in Eisenschlacken. Gaudin hat kleine Krystalle von Korund künstlich dargestellt. — Die Metamorphose vieler Steinarten, die als abnorme oder ältere Kalksteine, Thone, Sandsteine und Kohlen aufgeführt worden sind (I, 161, 166, 168, 181, 221), schliesst sich zunächst an diese und noch anzuführende Thatsachen, obgleich in nicht wenigen Fällen man verlegen wäre, wenn der Hergang der Umwandlung und die Entstehung neuer Mineralien durch Einwirkung der Hitze im Einzelnen erklärt werden sollte.

Umwandlung von Kalkstein.

Die Versuche von James Hall haben gezeigt, dass bei der Schmelzhitze des Silbers und unter dem Druck von 80 Atmosphären oder 2500 F. Meerestiefe gepulverte Kreide, Muschelschalen oder Kalksteine zu einer festen Masse zusammenbacken, ohne dass Kohlensäure entweicht, und dass unter einem 4 bis 5mal stärkeren Druck die erhärtete Steinmasse das krystallinische Gefüge und Durchscheinende des salinischen Marmors erhält; die rundlichen Formen der Stücke bewiesen, dass die Masse vor der Erstarrung in feurigem Fluss gewesen war; es hatte diese Masse die Porcellanröhren, worin sie verschlossen war, angegriffen, und als das Kalksteinpulver mit gepulverter Kieselerde gemengt wurde, schmolz dieses damit zu einer homogenen, Chalcedon ähnlichen Masse zusammen, mit stalaktitischer Gestaltung, in Säuren mit schwachem Aufbrausen und Abscheiden von Kieselgallert auflöslich. Spätere Erfahrungen von Bucholz beweisen, dass die Trennung der Kohlensäure auch durch einen beträchtlich gerin-

geren Druck, als den von Hall angewandten, verhindert werde. — Kalksteine, welche in Schweden als Gestellsteine von Hohöfen dienen, behalten, nach Hausmann, unter dem Druck des geschmolzenen Eisens ihre Kohlensäure, und zeigen eine deutliche Erweichung.

Mit diesen Erfahrungen vereinigen sich Beobachtungen von Contactverhältnissen. Die Reihenfolge von Stellen, wo der Kalkstein ganz unverändert geblieben ist, durch eine Menge Zwischenstufen zu solchen, wo er in den vollkommensten salinischen Marmor verwandelt wurde, lässt auf entsprechende, sehr ungleiche Grade der Temperatur und des Drucks zurückschliessen. — Keine Spur von Veränderung in Berührung mit eruptiven Gesteinen zeigt der Kalkstein an mehreren Stellen im südlichen Sicilien (Hoffmann), wo tertiärer, lockerer, conchylienreicher Kalk von Basalt bedeckt wird, oder damit abwechselt (Buccheri, Vizzini); am Berg Chamarelle in Vivarais (Faujas), wo Basaltadern sich in grauem Kalkstein verzweigen und Trümmer von unverändertem Kalkstein einschliessen; im Straththale auf der Insel Sky (v. Oeynh. und v. Dechen), wo dichter Dioritrapp den Liaskalk überlagert und in verticalen Gängen durchsetzt. — Auf niedrigeren Stufen der Umwandlung ändert der Kalkstein seine Farbe; er wird blass, bis weiss, selten dunkler, öfters bunt geflammt und gestreift; meist auch wird ein Anfang von Schmelzung durch schwaches Durchscheinen der Kanten angedeutet; dann ist auch der Bruch ausgezeichnet muschlig, die Masse vollkommen dicht; oder, das Gestein wird hart, spröde, klingend, in scharfkantige Stücke spaltend; oder durch viele Risse zertheilt, in eckige Trümmer oder Sand zerfallend; oder porös und zellig, Rauchwacke ähnlich. In diesen Zuständen sieht man häufig den Kalkstein in den Alpen in Berührung mit Gneis. — Die letzte Stufe der Metamorphose wird bezeichnet durch den Uebergang in gross- bis feinkörnigen weissen Marmor. Als solcher erscheint, in der Nähe der ihn vielfach durchsetzenden Basaltgänge, der durch seine Fischüberreste berühmte Nummulitenkalk des M. Bolca im Vicentinischen. Noch ausgezeichneter durch blendend weisse Farbe und deutlich krystallinisches Gefüge zeigt sich der dolomitische ältere Secundärkalk bei Predazzo, auf Monzoni und Pallerabbiose, in Berührung mit Syenit. An der Küste von Antrim in Irland sind Umwandlungen der Kreide in weissen Marmor durch Gänge und Auflagerungen von Basalt von Berger beschrieben worden. Uebereinstimmende Thatsachen haben Macculloch auf den Hebriden, Keilhau und Naumann in Norwegen, Andere in anderen Ländern beobachtet. — Durch das Eindringen von Bestandtheilen des eruptiven Gesteins in den Kalk, oder aus fremdartigen Beimengungen des letzteren entstehn öfters neue Mineralverbindungen, entweder als innige Gemenge mit dem Kalkstein, oder in Streifen und Nestern mit demselben verwachsen, oder als ausgesonderte Krystalle. — Die grössere Härte des Kalksteins in der Nähe der Grenzfläche rührt oft her von inniger Beimengung von Kieselerde, der Kalkstein wird Kieselkalk und Jaspis; so bei Brevig in Norwegen, im Contact des

Uebergangskalks mit Granit. Bei Roderen unweit Colmar ist der Muschelkalk im Contact mit Granit ganz verkieselt worden; er enthält die gewöhnlichen Petrefacten des Muschelkalks, ebenfalls in Kieselerde übergegangen, und die häufigen Drusenräume sind mit Flussspath und Schwerspath ausgekleidet; dieselbe Erscheinung wiederholt sich auf der anderen Rheinseite bei Badenweiler (Fournet nach Voltz). — Zu Rougiers (Var) nach Coquand, und zu Gerolstein in der Eifel, nach Elie de Beaumont, hat sich der Kalkstein in Berührung mit Basalt in Dolomit umgewandelt; an letzterer Stelle lassen sich noch deutlich die ursprünglich aus kohlensaurer Kalkerde bestehenden Korallen erkennen, die, wie der Stein selbst, in krystallinischen, drusigen Dolomit übergegangen sind. — Seltener sind, wie bei Predazzo, Streifen von Serpentin im Kalkstein entstanden. — Als eingewachsene Krystalle, oder auch derb, zeigen sich vorzüglich Granat, Idokras, Glimmer, Talk, Spinell, Gehlenit. Der jüngere Secundärkalk der östlichen Pyrenäen wird in der Annäherung zum Granit mehr und mehr krystallinisch und zuletzt zuckerartig, im Contact mit den Feldspathgesteinen dolomitisch, mit Adern von Spatheisen und Eisenglanzblättchen; bei Rancié enthält der krystallinisch gewordene Kalk viele Krystalle von Schwefelkies und Couzeranit, so wie auch Tremolith, Chiastolith, Glimmer, Talk, Granat (Dufrénoy). Der weisse Marmor auf Monzoni ist reich an derbem und krystallisirtem Idocras, Gehlenit und Pleonast. Bei Auerbach an der Bergstrasse enthält der dem Gneis eingelagerte Marmor Idokras, Granat, Epidot, Wollastonit, Hornblende, Turmalin, Eisenglanz. In den ebenfalls von Gneis umschlossenen Marmormieren von Pargas, an der Küste von Finnland, finden sich ausgezeichnet grosse und schöne Krystalle von Hornblende, auch Krystalle und Körner von Pyroxen, Sphen, Chondrodit, Wernerit, Spinell, Apatit, Flussspath. In dem an Granit grenzenden und von Granitgängen durchflochtenen dolomitischen Marmor von Aker in Südermanland zeigt sich Serpentin, theils in Streifen, theils in Mandeln, welche der Schichtung parallel an einander gereiht sind; überdiess Hornblende, Glimmer, Chondrodit, Spinell, Wernerit, Sphen, Rosit (Durocher). Granat ist in dem an Granit grenzenden Marmor von Gjellebeck bei Christiania in Menge eingewachsen; Talk mit Schwefelkies in dem Marmor von Predazzo (Reuss). Tombakbraune Glimmerblättchen sind dem Kalk des Badbergs im Kaiserstuhl so zahlreich beigemengt, dass sie beinah vorherrschend erscheinen. — Die vollständigste Reihenfolge von Umwandlungen, aus dichtem grauem Kalkstein, zum Theil organische Ueberreste (Pectiniten) enthaltend, bis in den vollkommensten körnigen Marmor und Dolomit, findet man in den sogenannten Auswürflingen des Vesuv (I, 279), veränderten Apenninenkalksteinen, die, besonders in der Fossa grande unter dem Eremiten, im alten Tuf der Somma eingeschlossen sind; die Einmengungen von Idokras, Glimmer, Eisspath, Ne-

phelin, Mejonit, Leuzit, Granat, Hornblende, Spinell u. s. w. sind in vielen Blöcken so dicht gedrängt, dass die Grundmasse fast verschwunden ist.

Umwandlung von Thon und Thonschiefer.

Die Farbänderung, Erhärtung, Verglasung und der beträchtliche Rückzug, den die Thonarten durch die Hitze erleiden, sind bekannt aus den Processen der Ziegel-, Steingut-, Porcellanöfen. Der Schieferthon, der die Steinkohlenlager begleitet, wird bei Erdbränden zu Porcellanjaspis gebrannt. Durch einen Kohlenbrand bei Dudley, der mehrere Jahrhunderte gedauert hat, ist der Thon in abwechselnden Lagen grün und roth gebrannt und einem Bandjaspis ähnlich geworden (Lyell).

Die Contactverhältnisse mit Steinarten, bei deren Bildung man eine hohe Temperatur voraussetzen darf, zeigen, wie bei dem Kalkstein, eine Reihe von scheinbar gänzlichem Mangel an Einwirkung bis zur vollständigen Umwandlung. — Der Alaunschiefer bei Christiania hat in Berührung mit rothem Feldsteinporphyr selbst dann keine Veränderung erlitten, wenn nur eine Linie dicke Schieferlager auf beiden Seiten von Porphyr umschlossen sind. Der schiefrige Albaresemergel, worin an der Nordküste von Elba, bei Enfola, granitähnliche Porphyrgänge aufsteigen, lässt zum Theil gar keine Umänderung wahrnehmen; im Porphyr eingeschlossene Mergeltrümmer sind nicht härter, und von gleicher Farbe, wie der entferntere Mergelkalk; die Schieferungsflächen sind mit Fucoiden bedeckt; an einer anderen Stelle der Bucht enthält der Mergel, in der Nähe des Porphyrs, Adern von geschwärztem Kalkspath und weissem, perlmutterglänzendem Schieferspath, die anderwärts nicht vorkommen. — Am Meissner in Hessen liegt eine mächtige Basaltdecke auf plastischem Thon (*Schwühl*); dieser ist gehärtet und senkrecht auf die Basaltgrenze prismatisch zerspalten (v. Leonh.). Auf den Cyclopen- oder Trezzainseln bei Catania, wo tertiärer schiefriger Thon (*Creta*) von vielen Basaltadern durchzogen wird, ist der Thon zunächst am Basalt auffallend fest und hart, Kieselschiefer ähnlich. Die Trappgänge in Northumberland haben den anstossenden Schieferthon in Kieselschiefer umgewandelt (Conyb.). Bei Rochetta, im Apennin von Spezzia, am M. Ferrato bei Prato und an mehreren Stellen in Toscana erscheint der graue Kalkmergel (*Albarese*), wo er von Serpentin bedeckt wird, als rother, violeter, gelber, prismatisch oder rhomboidal zerklüfteter Thon oder Galestro (I, 167), und als rother Jaspis, nicht selten mit Anflügen und Nestern von Mangan. An vielen anderen Stellen, in Toscana, Piemont, Graubündten, am Ural, gehn die Thonschiefer, wo sie an Serpentin angrenzen, in Spilit oder Gabbro-rosso über (I, 167). In Bretagne wird der wenig harte schwarze Thonschiefer, wo er von Porphyr bedeckt ist, fest und spröde, grünlich grau und mandelsteinartig (Dufrénoy). Die grünen und grauen, sehr festen

Thonschiefer von Chessy und S. Bel sind in der Nähe der grossen Massen von Eisen- und Kupferkies weiss und mürbe und bis in einen Abstand von mehreren hundert Fuss mit Kiestheilen imprägnirt (Fournet). — Auch stärkere Umwandlungen sind beobachtet worden. Thonschieferstücke, die bei Gerolstein in der Eifel von Basalt umwickelt werden, lassen alle Uebergänge bis in deutlichen Glimmerschiefer erkennen (v. Leonh. u. Mitscherlich). Der Thonschiefer der Bretagne wird, in Berührung mit Granit, Quarzporphyr, oder Hornblendfels, meist zu Glimmerschiefer, Talkschiefer oder Chiastolithschiefer, der letztere zuweilen noch organische Ueberreste einschliessend (Dufrénoy). Der Thonschiefer bei Tarare (Rhône) geht, wo er im Fortstreichen in die Nähe des Porphyrs kommt, in Glimmerschiefer über, und schliesst Feldsphathkrystalle ein, wird aber wieder zu gewöhnlichem Thonschiefer, wenn er sich vom Porphyr entfernt (Fournet). Wo das Schiefergebirge von Galloway im SW Schottland von Granitgängen durchsetzt wird, verändert sich der Thonschiefer in Glimmerschiefer (J. Hall). Die an den Küsten von Cornwall aus einer tieferen Masse in den aufliegenden Thonschiefer (*Killas*) aufsteigenden Porphyrgänge (*Elvan-dykes*) haben den Thonschiefer mannigfaltig verändert und zuletzt in Hornblendschiefer und Diorit umgewandelt. Im Westen des Golfs von Christiania wird die aus schwarzem, mildem Thonschiefer und Kalk bestehende, petrefactenreiche Uebergangsbildung vielfach von Granit und Syenit durchdrungen; in ihrer Nähe ist der Thon- und Alaunschiefer gehärtet und in Kieselschiefer und Jaspis, nicht selten in Bandjaspis, übergegangen; zugleich drängen sich, schon in beträchtlicher Entfernung vom Granit, Krystalle von Hornblende in den Thonschiefer ein, zum Theil in solcher Menge, dass die Schiefer als Hornblendschiefer erscheinen, näher am Granit auch Glimmer und Feldspath, so dass man das Gestein Gneis nennen könnte (Keilhau). Am Harz geht der Thon- und Grauwackeschiefer in der Nähe des Granits über in Hornfels und Hornschiefer, ein dem Kieselschiefer oder Basalt ähnliches Gestein, die dunkle Quarzmasse verwachsen mit weissen oder röthlichen Feldspaththeilen, auch wohl mit ausgesonderten Glimmerblättchen, deutliche Uebergänge in Gneis darstellend; mit Einschlüssen von Chlorit, Strahlstein, Turmalin, Granat (Hoffmann, Zinken).

Umwandlung von Sandstein.

Erfahrungen in Hohöfen belehren auch zunächst über die Veränderungen, welche Sandsteine durch Erhitzung erleiden. Ein erster Grad von Umwandlung äussert sich in der Entfärbung der Sandsteine, wahrscheinlich durch chemische Verbindung des vorher mechanisch eingemengten Eisenoxyds mit dem Quarz (v. Leonh.); zuweilen zeigt der blass gewordene Stein dunkle Streifen, wohl in Folge ungleicher Mischung, oder einer Concentration färbender Bestandtheile. In anderen Fällen werden Sand-

steine, wie Ziegel, roth gebrannt, oder geschwärzt. Gewöhnlich wird die Masse fester durch Frittung, einen Anfang von glasartiger Schmelzung, welche die Körnchen enger verbindet; es entsteht eine sehr harte und spröde homogene, dichte oder feinkörnige Steinmasse mit Firnisglanz oder Glasglanz, die sich öfters, wie Basalt, in prismatische Säulen spaltet, zuweilen mit Poren und Blasenräumen, deren Wände mit glasiger Masse bekleidet sind.

Diesen Ofengesteinen ganz ähnlich zeigen sich Sandsteine in Berührung mit Basalt und anderen eruptiven Steinarten. Es lassen sich alle Uebergänge aus gewöhnlichem rothem Sandstein in gefrittetes, glasartiges Quarzgestein, Trappquarz, Quarzit, Quarzfels, beobachten bei Dransfeld in der Nähe von Göttingen, bei Cassel, am Wildenstein bei Büdingen, an der Blauen Kuppe bei Eschwege, in der Gegend von Eisenach, am Kalvarienberge bei Fulda, und vielen anderen Stellen in Deutschland (v. Leonh.). Dieselben Umänderungen zeigt im Contact mit Trapp der Kohlensandstein in England, der Rothe Sandstein in Schottland und auf den schottischen Inseln. — Höhere Grade von Umwandlung zeigt die Grauwacke am Harz; sie ist in Berührung mit dem Granit, so wie der sie begleitende Thonschiefer in Hornfels übergegangen. – In Westmoreland haben Granitgänge die Grauwacke auf ähnliche Weise wie den Killas an den Küsten von Cornwall umgewandelt. — Ein grosser Theil der Arkose in Burgund und in der Umgebung von Lyon ist durch Einwirkung des Granits auf den angrenzenden Liassandstein oder Bunten Sandstein entstanden; die Masse ist von Kieselerde ganz durchdrungen und geht in Quarzit über. Körner und Krystalle von Feldspath sind wesentliche Bestandtheile; häufig auch sind Schwerspath, Flussspath, Bleiglanz, Eisen- und Kupferkies eingemengt. — Von ähnlicher Beschaffenheit ist die nur wenige Fuss mächtige Mühlsteinbank bei Waldshut am Rhein, der tiefsten, dem Granit nahe liegenden Masse des Bunten Sandsteins angehörend, mit ausgezeichneten Carneoladern und Quarzdrusen, worin Kalkspath, Flussspath und Schwerspath auskrystallisirt sind.

Umwandlung von Kohlen.

Die Steinkohle wird, bevor man sie zu ökonomischen Zwecken verwendet, durch eine erste Verbrennung oder trockne Destillation von ihren flüchtigen Stoffen, Bitumen, Wasser, Schwefel, befreit, und hinterlässt eine blasige, eisenschwarze Masse, Coaks genannt, die fast reine Kohle und dem Anthracit nahe verwandt ist.

Die Umwandlung, welche Braunkohlen und Steinkohlen in der Nähe von Basalt, Trapp oder analogen Steinarten erlitten haben, ist von der durch den Process des Coaksbrennens erreichten nicht wesentlich verschieden. — Am Meissner in Hessen liegt unter der theilweise mehrere Fuss mächtigen Basaltdecke die höchstens einige Fuss dicke Schwühl- oder Thonschicht

und unter dieser, bei 50 F. mächtig, Braunkohle und bituminöses Holz. Die höhere Masse der Braunkohle hat an vielen Stellen die braune Farbe und Holztextur ganz verloren und ist, theils in prismatisch abgesonderte schwarze Stangenkohle, theils in metallähnlich glänzende, zuweilen blasige und schlackenartige Glanzkohle, theils in dichte Pechkohle übergegangen; nur die letztere, die in der Regel zu unterst, der unveränderten Braunkohle am nächsten liegt, besitzt noch einen beträchtlichen Bitumengehalt. Denselben Einfluss haben in England und Irland die Trapp- und Doleritgänge auf die Steinkohle ausgeübt; es hat diese in ihrer Nähe das Bitumen verloren, sie zeigt metallähnlichen Glanz, zuweilen mit buntem Anlaufen, ist nicht selten blasig, oder prismatisch abgesondert, künstlichen Coaks öfters täuschend ähnlich.

Die Entfernung, auf welche sich der metamorphische Einfluss der Wärme erstreckt, oder die Mächtigkeit der umgewandelten Gesteinsschale, welche die ursprüngliche Steinart von der eruptiven Masse trennt, ist sehr ungleich. Die Einwirkung der Trappgänge auf das Nebengestein und selbst mächtiger Trappdecken auf ihre Unterlage reicht selten über einige Klafter hinaus. Am Krazzenberg bei Kassel ist Muschelkalk bis 1 Fuss weit vom Basalt eines ihn durchsetzenden Ganges verändert; bei Hartford in Connecticut bunter Sandstein bis 5 F. unter der Doleritdecke; die Veränderung der Braunkohle am Meissner erstreckt sich im Mittel bis 8 F. unter den Basalt; die der Kreide in Irland bis 10 F. Dagegen wird die Mächtigkeit des durch einen Trappdyke in Irland veränderten Kohlensandsteins auf 40 F. angegeben; die des veränderten Thonschiefers auf Anglesea auf 50 F.; die der veränderten Kohle zu Blythe in Northumberland auf 90 F. — Einen viel weiter greifenden Einfluss scheinen Granit, Syenit und analoge Steinarten ausgeübt zu haben, sei es, dass eine länger anhaltende Wärmeausströmung durch dieselben statt fand, wie auch ihre krystallinische Beschaffenheit es andeutet, oder, dass ihre Einwirkung auf das Nebengestein überhaupt eine andere, als diejenige feurig flüssiger Massen gewesen ist. Die Veränderung des Kalks und Thonschiefers bei Christiania soll sich bis über 1000 F. weit vom Granit erstrecken, nach Durocher sogar bis über 1000 Meter; die des Kalks der Pyrenäen bei S. Paul de Fenouillet auf wenigstens 900 F.; die Mächtigkeit des weissen Marmors bei Predazzo, auf Palle-rabbiose und auf Monzoni, oder der

Galestroschiefer und rothen Jaspis in Toscana und auf Elba wird kaum geringer anzusetzen sein. Die Einwirkung des Granits auf den Thonschiefer der Bretagne zeigt sich, nach Durocher, noch in 2 bis 3 Kilometer Entfernung.

Literatur: Viele der angeführten und analoge Thatsachen sind gesammelt in v. Leonhard, *die Basaltgebilde*, *II.* 1832; Bronn, *Geschichte der Natur*, *I.* 1841; in den Schriften von Lyell, Fournet, Durocher. — Ueber künstliche Erzeugung von Mineralien: Mitscherlich, *über das Verhältn. d. Krystallformen zu den chem. Prop. Berl. Akad.* 1822; —, *Poggd. XXXIII*; —, *Ann. de Ch. XXIV*; Koch, *Beitr. z. Kenntniss kryst. Hüttenprod.* 1822; Berthier, *essais par la voie sèche*, 1834; Gaudin, *Compt. rend. IV.* 1837; Hausmann, *spec. cryst. metallurg. Comm. Gött. IV.* 1817; —, *de usu experim. metallurg. Comment. Gött. VIII.* 1836 > *Leonh. u. Bronn, Jahrb.* 1837; —, *Handb. der Mineral.* 1845. — Ueber Schmelzung des Kalksteins: Thomson, *sur la nature des marbres du Vesuve*, *Bibl. brit. VII.* 1798; J. Hall, *effets de la chaleur modif. par la compression*, *Bibl. brit. XXVII.* 1804; Bucholz, *über Schmelzung des körnigen Kalks*, *Gehlen, J. f. Ch. u. P. I.* 1808; Hausmann, *über Benutzung metall. Erf. Gött. Anz.* 1816.

44. Veränderung der Steinarten durch Dämpfe.

Die grossartigen Versuche von Jeffreys beweisen, dass Wasserdämpfe nicht merklich auf Kieselverbindungen einwirken, bis die Hitze den Schmelzpunkt des Gusseisens übersteigt, dann aber Feldspathgesteine und andere Silicate schnell zersetzen und die Decke des Ofens mit einem Haarfrost ähnlichen Ueberzug von Kieselerde bekleiden. Der Kieselerdegehalt heisser Quellen (I, 94,247) wird hiedurch auf einfache Weise erklärt. Die lange Dauer der Einwirkung vermag vielleicht, wie öfters in chemischen Reactionen, dasselbe Resultat auch bei geringeren Hitzegraden hervorzubringen. Die Zerstörung, welche der bei M. Rotondo in Toscana anstehende Jaspis und Hornstein durch die Wasserdämpfe der Suffioni erleidet, ist höchst auffallend: die rothen und dunkelgrauen Farben gehn durch mehrere streifweise wechselnde Nüancen in Weiss über, das dichte Gefüge wird aufgelöst, der Stein wird zellig und bimssteinähnlich, und zerfällt zuletzt in ein mehligtes Pulver. Eben so zersetzend wirkt geruchloser Wasserdampf auf den Trachyt von Terceira: der Stein wird in weissen feinerdigen Thon umgewandelt, während das von den Dämpfen entführte Eisen sich an anderen Stellen mehr anhäuft und der erdigen Masse eine hochrothe Farbe ertheilt; auch Kieselerde wird aus-

gezogen und als Hyalith wieder abgesetzt (Darwin). »Der Telega-Leri auf Java, sagt Junghuhn, ist ein Morast, ganz von Dämpfen durchwühlt; alle Gesteine sind zersetzt und in hellgrauen Thon verwandelt; nur wenige Blöcke zeigen noch einige Cohäsion, sind aber auch gebleicht. Das Wasser des See's ist milchweiss, in der Mitte bei 30 F. tief und kalt; an den Ufern aber sieht man Hunderte von Sprudelquellen, von denen einige 57°, andere 68° Temp. zeigten; man kann keinen Schritt thun, ohne auf zischende Dämpfe oder auf heisse Sprudel zu stossen, und ist fortwährend von Dampfwolken umhüllt, die jedoch der Respiration nicht hinderlich sind und einen nur sehr schwachen Schwefelgeruch besitzen.« Nicht selten jedoch wird die zersetzende Kraft der Wasserdämpfe unterstützt durch beigemengte schweflige oder Schwefel-Säure. In den Umgebungen der Stufe di S. Calogero auf Lipari, einer mit Schwefel geschwängerten Wasserdampffumarole, zieht, nach Hoffmann, besonders die auffallend veränderte Färbung des Bodens die Aufmerksamkeit auf sich; die Bank einer frei ausragenden dunkeln Feldspathlave ist in ein weisses grob erdiges, Kreidemergel oder Tripel ähnliches Gestein umgewandelt; der umliegende Tuf, gelblich weiss, sehr mürbe, nicht selten von dunkelrothen Streifen durchzogen, schliesst rauhe Knollen eines blaulich weissen, an Opal oder Pechstein erinnernden Gesteins ein, dessen zahlreiche Spalten mit Chalcedon oder Hyalith ausgekleidet sind. Mit dieser Zersetzung steht in engstem Zusammenhang die Bildung von

Gyps.

»Die ganze Tufmasse ist von schneeweissen oder blassrothen fasrigen Gypsadern durchzogen; der zu einem schmutzig gelben schmierigen Thon gewordene Tuf schliesst vielfach mit einander verwachsene Selenittafeln ein; zuweilen auch hat sich der Gyps in Alabaster ähnliche Knollen zusammengezogen; es ist unmöglich, eine mit den Keupergypsen oder den Gypsmergeln des Bunten Sandsteins vollkommener übereinstimmende Erscheinung nachzuweisen.« Deutlicher, als auf Lipari aus dem vulcanischen Tuf, setzt sich die Gypsbildung durch schwefelsaure Wasserdämpfe noch gegenwärtig fort, durch Umwandlung von Travertin und Tartaro oberhalb S. Filippo, von Alberese bei M. Cerboli und an anderen Stellen in Toscana (I, 246). Den Gyps- und Schwefelbildungen der vielen Solfare des südwestlichen Siciliens schreibt Hoffmann einen ähnlichen Ursprung zu; der

Schwefel, in grossen Krystallen, Drusen und derb, oft mit aufsitzenden Cœlestindrusen, bricht gang- und nesterweise auf tief in das Kalk- und Thongebirge niedersetzenden Klüften, den Zuleitungscanälen der versiegten Fumarolen; der ihn begleitende Thon ist durchzogen von fussgrossen Selenittafeln, und meist ist auch körniger und schuppiger Gyps, derb und in Adern, vielfach mit dem Kalkstein und Thon verwachsen. — In den Pyrenäen ist der Gyps so constant mit dem Ophit verbunden, der als eruptives Gestein die Kalkbildung der Kreideepoche durchdrungen hat, dass an einem gemeinschaftlichen Ursprung beider Steinarten nicht zu zweifeln ist. Der Gyps ist weiss und krystallinisch, und schliesst häufig eckige Trümmer des nahen Kalks ein, die er auch in zarten Adern durchdringt; er enthält ferner, wie der Ophit, sehr viel eingesprengten Eisenkies, Eisenglanz, Quarzkrystalle, Talkblättchen, Arragonit; stets begleiten ihn Rauchwacke und rothe Mergel, während die mit dem Kalk wechselnden Mergel dunkelgrau sind.

Alaun.

Aus der Zersetzung Thonerde haltender Gesteine und der Verbindung der Thonerde mit Schwefelsäure entsteht der Alaun, theils als Efflorescenz an der Oberfläche, oder in Adern, oder in der zerstörten Masse fein zertheilt. Knollen und Adern von Opal, Jaspis, Hornstein, Quarz, sind auch hier oft Nebenerzeugnisse der Zersetzung, entstanden durch Vereinigung der ausgeschiedenen Kieselerde. — Es findet dieser Process der Alaunbildung fortwährend statt im Krater und am Fuss des Kegels von Vulcano, durch Einwirkung der schwefelwasserstoffreichen Wasserdämpfe auf die glasartigen Laven der Insel; die schwarze Obsidianmasse geht in einen weissen alaunführenden Thon über, dessen Höhlungen und Klüfte mit Schwefeldrusen und Gypskrystallen bekleidet sind. In der Solfatara bei Pozzuoli bildet eine weisse thonige Erde, das Product der zersetzten Laven, den Boden und den grösseren Theil der alten Kraterwände; Alaun in fasrigen Krusten, Büscheln und Knollen ist eines der wichtigsten Erzeugnisse der Zersetzung; auch Kieselsinter kömmt vor, als Ueberzug oder Cement zersetzter Lavastücke (Breislack). — Auf ähnliche Weise mögen die grösseren Massen von Alaunfels, mit eingemengtem oder in Drusen krystallisirtem Alunit aus der Zersetzung des Trachyts und trachytischer Tufe hervorgegangen sein. „In dem angegriffenen Trachyt von Tolfa liegen die grossen, seit Jahrhunderten betriebenen Alaunsteingruben; es sind bis 120 F. tiefe Steinbrüche, mit weissen, senkrecht abgestürzten Wänden. Der Alaunstein selbst ist in unregelmässigen Trümmern in der ganzen Masse des aufgelösten Trachyts vertheilt und geht durch alle Abstufungen in ihn über; ausserdem setzen Trümmer von Hornstein und Halbopal darin auf" (Hoffmann). Die Alaunfelsgesteine des Puy de Sancy bei den Bädern des Mont Dore, des Beregher Comitats in Ungarn, der griechischen

Inseln Milo und Nipoligo stehn in engster Verbindung mit Bimssteinconglomeraten, trachytischen Tufen und zerstörtem Trachyt (Beudant).

Die Entstehung mannigfaltiger Mineralien durch Sublimation ist aus Hüttenprocessen, oder aus den Producten thätiger Vulcane und Solfataren bekannt; vielleicht sind auch mehrere der im vorigen §. aufgezählten Contacterzeugnisse auf diesen Ursprung zurückzuführen und nicht durch Cämentation zu erklären. Nächst den bereits erwähnten sublimirten Stoffen sind, wegen grösserer Beständigkeit und allgemeinerer Bedeutung vorzüglich zu beachten:

Metallische Stoffe.

Spalten der Mauersteine von Schmelzöfen sind nicht selten ausgefüllt oder ausgekleidet mit metallischen Substanzen, die nur in Dampfform dahin gelangt sein können und öfters krystallisirt sind. Das Vorkommen ist sehr ähnlich demjenigen gleicher oder analoger Stoffe auf Erzgängen (I, 294), und die Entstehungsweise in diesen mag in vielen Fällen dieselbe gewesen sein. Man kennt ausgezeichnete Krystallisationen von Zinkoxyd in Spalten von Eisenhohöfen, von Bleiglanz, Zinkblende, arseniger Säure als Adern und Nester in den Mauersteinen von Silber-, Blei-, Kupferschmelzöfen, von metallischem Titan als Würfel in den Mauern von Eisenhohöfen (Hausmann). Die Annahme, dass viele Metalle in Dampfform auf ihre jetzigen Lagerstätten gebracht worden seien, wird unterstützt durch ihr Vorkommen auf Gängen und durch die Thatsache, dass die Mehrzahl derselben von eruptiven Steinarten begleitet werden. Gediegen Kupfer kommt vor im Serpentin am Ural und, zugleich mit ged. Silber, in den Blasenräumen eines Trappmandelsteins am Ober-See in Amerika; ged. Platin auf einem Trappgange in Choco. Eisen findet sich metallisch, als Magneteisen, oder als Eisenoxyd, sowohl in Hohöfen, als in vulcanischen Gegenden, und die Entstehung desselben aus Dämpfen ist offenbar, obgleich die Erklärung nach chemischen Grundsätzen Schwierigkeiten darbietet. Metallisches Eisen, oder Stahl, beinah silberweiss, körnig, mit einem Gehalt von Silicium und Kohlenstoff, fand Hausmann als Spaltenausfüllung im Inneren eines gefritteten Sandsteins, der als Gestellstein eines Eisenofens gedient hatte; das Vorkommen hatte die grösste Aehnlichkeit mit demjenigen von gediegen Silber, Gold, Kupfer in der Natur. Magneteisen bildet sich beim raschen Verbrennen des Eisens in der Weissglühhitze in Sauerstoffgas, oder auch in Flammenöfen, und wird nicht selten, in zum Theil rein ausgebildeten Oktaedern, in Drusenräumen von Schmelzofengesteinen angetroffen. Am häufigsten jedoch findet sich das Eisen in den Kratern der Vulcane, in Drusenräumen von

Laven, und im Nebengestein eruptiver Massen, als Eisenglimmer und Eisenglanz, deutlich als Sublimationserzeugniss, obgleich das Eisenoxyd für sich nicht flüchtig ist, sondern in hohen Temperaturen Sauerstoff abgibt und in Magneteisen übergeht. Es muss daher die Natur Wege kennen, die Bildung dieses Minerals indirect zu vermitteln, und die Bedingungen dieser Bildungsart müssen bei vulcanischen Processen vorzugsweise erfüllt sein. Nach den Versuchen von Haldat scheinen auch hier Wasserdämpfe eine wichtige Rolle zu spielen: es hatten sich nämlich, als er Wasserdämpfe durch Bündel glühender Eisendrähte durchstreichen liess, Eisenglanzkrystalle, denjenigen von Framont und Elba ähnlich, auf den Draht abgesetzt. In anderen Fällen kann die Bildung durch Chlor vermittelt werden: wenn nämlich salzsaure Dämpfe mit erhitzten eisenoxydhaltenden Verbindungen in Berührung kommen, so sublimirt sich Chloreisen, dieses und die Wasserdämpfe zersetzen sich, und es entstehen Krystalle von Eisenoxyd; daher die Bildung von sublimirtem Eisenglanz in Töpferöfen durch Zersetzung des zur Glasur angewandten Kochsalzes (Mitscherlich). Auf ähnliche Weise hatten sich, in Folge eines Grubenbrandes in Wieliczka, Eisenglanzkrystalle im Salzthon gebildet (Nöggerath). Nach demselben Princip sucht Daubrée das Vorkommen des Zinnsteins in den grossen Stockwerken des sächsischen Erzgebirges (Geyer, Zinnwald, Altenberg, Auersberg) und von Cornwallis (Corclaze, Mont S. Michell) zu erklären: der Zinnstein ist eingesprengt in zahlreichen Quarzadern, welche nach allen Seiten den Granit oder Porphyr durchschwärmen; als Begleiter desselben erscheinen überall Fluorverbindungen, Topas, Piknit, Glimmer, Apatit, Flussspath; daher die Annahme, dass Dämpfe von Zinnfluor und Kieselfluor in die Spalten des Muttergesteins eingedrungen und daselbst zersetzt worden seien. — Ueberhaupt gehören metallische Mineralien in den Umgebungen neu- und altvulcanischer Gesteine, theils eingesprengt in oft mikroskopischen Krystallen und Pünktchen, theils als krystallinische Ueberzüge auf den Wandungen der Klüfte und Drusenhöhlen, theils als derbe Nester, zu den gewöhnlichsten Erscheinungen. Am häufigsten zeigt sich Schwefelkies, von dessen Theilen die Schiefer- und Kalkmassen, an der Grenze von Porphyr, Granit, Hornblendgestein, oft dicht durchdrungen sind. Auch Eisenglanz, Magneteisen und Titaneisen sind nicht selten. Der Uebergangskalk bei Regny (Loire) wird im Contact mit einem Porphyrgange zu Kieselkalk und ganz erfüllt von Pyrit (Dufrénoy); der körnige, zuweilen organische Ueberreste führende Kalk von Framont (Vosges) enthält in der Nähe des Diorits viele Blättchen von Eisenglanz und kleine Oktaeder von Magneteisen (Elie de B.); der von Dolomit umschlossene körnige Kalk des Badberges im Kaiserstuhl ist so reich an eingemengten Körnchen und Oktaedern von Titaneisen, dass er auf den Magnet wirkt (Eisenlohr). Auch Manganerz,

erdig oder in Dendriten, kommt vor; so in dem auf Serpentin liegenden Kalk am Ufer unter Fort Falcone auf Elba, so auch in der Nähe des Porphyrs des Nido dell' aquila bei Campiglia, und an vielen andern Stellen.

Graphit.

Die Bildung des häufig in Blasenräumen, oder an der Oberfläche von Roheisen und Eisenschlacken vorkommenden Graphits glaubt Hausmann nur durch eine Sublimation des Kohlenstoffs erklären zu können. Der Graphit ist um so vollkommener krystallinisch ausgebildet, je langsamer die Masse sich abkühlte; er findet sich auch im Inneren der Ofenmauern, zugleich mit Kieselerde, die ebenfalls dampfförmig eingedrungen zu sein scheint. In den Blasenräumen einer Hohofenschlacke bildet Eisen in stalaktischen Gestalten die Unterlage des Graphits, und beide finden sich nur im oberen Theil der Blasen, das Eisen muss daher aus dem dampfförmigen erst in den tropfbar flüssigen Zustand übergetreten sein, bevor sich die Graphitschuppen, unmittelbar aus den Kohlendämpfen ausgeschieden, daran setzten. Die Feldspathkrystalle in den Kupferöfen von Sangerhausen sassen zum Theil auf einer Lage von Graphit auf, und dieser war auch wohl in sie eingedrungen und hatte sie geschwärzt.

In der Natur findet sich der Graphit meist in Gesellschaft von Mineralien, die wir ebenfalls als Erzeugnisse hoher Temperaturen kennen gelernt haben, mit Feldspath, Glimmer, Quarz, in metamorphischen Schieferarten, im Marmor und Trapp. Ein deutliches Vorkommen von dampfförmig in einen vielfach zerspaltenen Thonschiefer eingedrungenem Graphit glaubt Cotta auf den Graphitgruben von Olbersdorf bei Chemnitz beobachtet zu haben. — Der berühmte Graphit von Borrowdale in Cumberland bricht, in unregelmässigen Nestern, auf verticalen Gängen im Trapp, vorzüglich näher am Ausgehenden; in der Tiefe sind die Gänge ärmer oder der Graphit fehlt ganz; das Ganggestein besteht aus Kalkspath, Braunspath und Quarz (v. Dechen).

Literatur: Ueber die Wirkung der Wasserdämpfe: Jeffreys, *on the solvent power exercised by water*, *Rep. of the Brit. Ass.*, 1840; Darwin, *on volcanic islands*, 1844; Junghuhn, *Reisen durch Java*, 1845. — Ueber Gypsbildung: Hoffmann, *Beschr. der Liparischen Inseln*, *Poggd. XXVI*, 1832; —, *geogn. Beob.* 1839. — Ueber Alaunbildung: Breislack, *voyages dans la Camp.*, 1801; Hoffmann, s. o.; Beudant, *voyages en Hongrie*, 1822; Cordier, *sur la brèche siliceuse du M. Dore*, *A. d. M. IV.* 1819; —, *sur la pierre d'Alun*, *A. d. M. V.* 1820. — Ueber Sublimation von Metallen und Kohlen: Mitscherlich, *künstl. Darst. der Mineralien*, *Berl. Ak.* 1823; Haldat, *cristallis. de l'oxide de fer*, *A. de Ch. XLVI*, 1831; Hausmann, *de usu exp. met. Com. Gött. VIII*, 1836 > *Leonh. u. Bronn*, 1837; —, *Handb. der Mineral.*, 1845; Bronn, *Gesch. der Natur*; Daubrée, *sur les amas de minerai d'étain*, *A. d. M. XX*, 1841; Nöggerath, *Eisenglanzbildung durch Sublimation*, *Karst. Arch. XVIII.* — Ueber Metam. durch Dämpfe: Boué, *pensées théoriques*, *Bull. géol. XIV*, 1843.

45. Veränderung der Steinarten durch Injection.

Wie im Grossen Gänge feurig flüssiger Stoffe die Klüfte fremdartiger Sedimente erfüllt haben, so scheinen in mehreren Fällen auch zarte Adern und Fasern geschmolzener Substanzen in solcher Menge und so allgemein in Gebirgsmassen eingedrungen zu sein, dass die Steinart einen ganz veränderten Charakter gewann, indem der neu hinzugetretene Stoff sich als ein wesentlicher Bestandtheil derselben geltend macht. Für manche Quarzite in den Flyschregionen von Wallis und Graubündten wird ein Ursprung dieser Art nicht unwahrscheinlich, wenn man, im Fortschreiten, die Adern von Quarz im Flysch immer gedrängter sieht, bis zuletzt nur noch dünne Schieferblätter auf den Ablosungen der Quarzmasse die Beschaffenheit der ursprünglichen Steinart anzeigen. Auch Mandeln und Nieren von Quarz, wie man sie häufig im Thonschiefer und Glimmerschiefer findet, können entstehen, wenn die injicirte Flüssigkeit durch den Widerstand der von ihr durchdrungenen Masse veranlasst wird, sich zu trennen. — Gneismassen, welche von Granit oder Porphyrgängen durchsetzt werden, haben öfters das Ansehen, als wären sie durch das Eindringen von Feldspath und Quarz zwischen die Blätter des ursprünglichen Schiefers gebildet worden. Durch Einfluss der hohen Temperatur der injicirten Masse kann gleichzeitig die Schiefersubstanz höhere krystallinische Ausbildung erhalten und sich als Glimmer entwickelt haben. » Ostwärts von Stockholm, sagt von Buch, liegt auf einer kleinen Insel der allen Mineralogen so bekannte Bruch von Ytterby. Man erkennt deutlich das Erheben des Oligoklas aus dem Boden herauf, man sieht das Aufwerfen des darüber liegenden Gneises und das Eindringen der leicht beweglichen Masse in alle Spalten und Risse des erhobenen Gesteins. So ungefähr hat man sich die Veränderung vorzustellen, welche aus silurischem Schiefer Gneis gebildet hat. Wie hier der Oligoklas, so dringt der Feldspath aus dem Inneren zwischen die Blätter des Schiefers und wird von der, durch hohe Temperatur zu Glimmer veränderten Masse der Schiefer umwickelt. « Es kann vielleicht diese Erklärung auch Anwendung finden auf den Gneis der äusseren Hebriden, wo durch das Geflecht der vielen Granitgänge die Grundmasse zuweilen fast

verdrängt wird. — Auch metallische Substanzen mögen in geschmolzenem Zustande durch Injection sich dem Nebengestein eingemengt haben, und Fournet ist geneigt, nicht nur den Ursprung der netzartig verzweigten Erze in vielen Stockwerken, sondern auch denjenigen grösserer, nach allen Seiten abgeschlossener Erznieren, auf diese Ursache zurückzuführen: die grossentheils abgebauten Nieren von Kupferkies zu Chessy bei Lyon, von Manganerz zu S. Marcel im Aostathal, von Fahlerz in Anniviers, von Bleiglanz in der Maurienne, sind nach seiner Annahme durch Injection entstanden.

Literatur: Fournet, *lettre à Arago, Ann. de ch. LX*, 1835; —, *sur l'état de surfusion du quarz dans les roches eruptives et dans les filons métallifères, Ann. de Lyon*, 1843; —, *simplification de l'étude d'une certaine classe de filons, Ann. de Lyon*, 1845; v. Buch, *über Granit und Gneis, Berl. Ak.* 1842.

46. Allgemeinere metamorphische Processe.

Die Schwierigkeiten, die sich einstweilen einer Erklärung der am häufigsten und in den grössten Massen vorkommenden Metamorphosen entgegensetzen, sind verschiedener Art. In mehreren Fällen scheint die Annahme einer Umwandlung mit unserer Chemie oder Physik im Widerspruch, so in älterer Zeit die Metamorphose des Kalksteins zu Marmor durch Schmelzung, die Sublimation von Kieselerde, Eisenoxyd, Kohle, die Bildung des Feldspaths und anderer Mineralien auf trocknem Weg. Die Lösung noch bestehender scheinbarer Widersprüche ist von den Fortschritten der Wissenschaft zu erwarten. In anderen Fällen erstreckt sich die Umwandlung auf Massen, deren Dicke die Grenzen des beobachteten Einflusses feurig flüssiger Stoffe auf ihr Nebengestein weit übersteigt, indem viele tausend Fuss mächtige Gebirge davon ergriffen worden sind. Es ist auch öfters kein eruptives Gestein zu entdecken, welchem die metamorphische Einwirkung zugeschrieben werden könnte. In den Alpen z. B. lässt sich allerdings an vielen Stellen ein Einfluss des krystallinischen Schiefergebirgs auf den angrenzenden Kalkstein annehmen, es ist dieser mehrere Klafter weit aufwärts hell oder bunt gestreift, durchscheinend, zuweilen krystallinisch, oder zu Kieselkalk oder Dolomit geworden (Urbachthal, Grindelwald, Morcles, Oisans); sind aber die krystal-

linischen Schiefer selbst auch metamorphischen Ursprungs, so sieht man vergebens sich um nach einem Herd, von welchem ihre Umwandlung ausgegangen sein könnte. Die grösste Schwierigkeit liegt jedoch in der Thatsache, dass metamorphische Gesteine nicht selten durch mächtige Lagerfolgen unveränderter Steinarten von jeder eruptiven Masse, so wie von den hohen Temperaturen des Erdinneren getrennt sind, zuweilen die äusserste Decke nicht umgewandelter Gebirge bilden, oder wiederholt mit Lagern abwechseln, auf welche sich der metamorphische Einfluss nicht ausgedehnt hat. Eine Erklärung der Umwandlung durch die Hitze anstossender Massen, oder durch Dämpfe ist hier offenbar nicht genügend. Dass aber die Ursache dieser Metamorphose, welcher Art sie auch sei, in einer engeren Verbindung mit Processen des Erdinneren stehe, scheint daraus hervorzugehen, dass diese umgewandelten Steinarten nur in Gegenden vorkommen, welche in der Erhebung und steilen Aufrichtung der ursprünglich horizontalen Lagerfolge zu hohen Gebirgen, oder in dem Hervortreten eruptiver Gesteine, unverkennbare Spuren einer früheren sehr intensiven Einwirkung von unten her wirkender Kräfte tragen.

Verkieselung.

Das bereits erwähnte Eindringen der Kieselerde in das Nebengestein, im Contact mit Graniten und Porphyren, und die Entstehung von Kieselkalk, harten Schiefern und Arkosen, oder das Zusammenfritten der Sandkörner zu Quarzit und Kieselschiefer in Berührung mit Trapp, ist in beschränkterem Maasse eine Erscheinung ähnlicher Art, wenn auch vielleicht durch einen verschiedenen Process erzeugt, als die Verkieselung ganzer Gebirge durch innige oder deutlich hervortretende Beimengung der Kieselerde zu den ursprünglichen Bestandtheilen der Steinart, der Uebergang merglichter Schiefer in harte Thonschiefer, die häufige Aussonderung von Quarz in Körneren, oder in krystallinischen Theilen, sein Auftreten in Gängen, Adern und Drusen, oder die Entstehung mächtiger Quarzitmassen. — Die allmählige Zunahme des Kieselerdegehalts in den Steinarten aller Formationen, wenn man sich den granitischen Central- und Grundgebirgen nähert, war schon der älteren Geologie aufgefallen; sie hatte darin ein Merkmal der Altersdifferenz zu finden geglaubt. Allein auch die jurassischen weichen Schiefer der Gegend von Bex und des Chablais werden im Wallis und in Aosta fester, nicht mehr mit Säuren aufbrausend, zu Dachschiefern vorzüglich geeignet, statt von Kalkspathadern, von Quarz-

adern durchzogen, von dem Thon- und Kieselschiefer am Unterrhein oder im Harz nicht verschieden, und dieselbe Thatsache wiederholt sich überall wo man aus den äusseren Kalkgebirgen in die inneren Alpen eindringt, im Berner Oberland, in Graubündten und Tyrol. So wenig als in den Alpen, mag daher auch die Festigkeit und der starke Kieselgehalt der Schiefer des Uebergangsgebirges ein ursprünglicher Charakter sein. — Der rothe Jaspis, der im nördlichen Italien sich als ein Contacterzeugniss des Serpentins darstellt, erscheint in den berühmten Brüchen von Barga, bei Campiglia u. a. a. Stellen, ohne Serpentin, gewöhnlichem Kalkstein aufgelagert; am M. Serrato auf Elba, wechselt er mit unverändertem Kalkstein und Schiefer. — Auf dem östlichen Gebirgskamm des Thales von Churwalden in Bündten liegt auf dem mehrere tausend Fuss mächtigen grauen Schiefer, mit organischen Ueberresten der jüngeren Secundärzeit, weisser Quarzit, von glänzenden bunten Thonblättern durchzogen, mit Drusen von Bergkrystall und, durch Aussonderung von Feldspath und Aufnahme von Glimmer, in Gneis übergehend; auf dem Quarzit, als oberste Decke, wieder grauer Schiefer. Das rothe Conglomerat in Mittel-Bündten, sonst dem Todtliegenden ähnlich, mit Thoncement, erscheint bei Filisur äusserst fest, mit Glas- oder Firnisglanz, wie gefrittet; der Quarz hat beinahe alle übrigen Bestandtheile verdrängt. Mächtige Einlagerungen und stockförmige Massen von Quarzit, oft mit talkigen Ablosungen, treten auf in dem secundären Thonschiefer des Wallis (Sitten, Einfischthal), viele Stunden entfernt von allen Eruptivgesteinen. — In Schottland und auf den schottischen Inseln ist die weitverbreitete, in mächtigen Gebirgszügen entwickelte Quarzbildung durch Uebergänge mit Sandstein und Thonschiefer verbunden und enthält untergeordnete Conglomeratlager, ohne dass man, wie auf Sky, die Umwandlung von Trapp herleiten könnte, der in diesen Gegenden fehlt (Macculloch). — Dass diese Jaspis- und Quarzitmassen, die ursprünglich mit den sie umschliessenden neptunischen Formationen entstanden sein müssen, ihre gegenwärtige Beschaffenheit durch eine Umbildung erhalten haben, eben so wie die in allen Charakteren mit ihnen übereinstimmenden Quarzgesteine im Contact mit Trapp, lässt sich kaum bezweifeln, obgleich der Weg dieser Umbildung verborgen bleibt. Wird aber für die einen Quarzite diese Bildungsweise zugegeben, so verlangt die Induction, dass man sie auch auf diejenigen ausdehne, welche in keinem Zusammenhang mit Bildungen neptunischen Ursprungs stehen, sonst aber in nichts abweichen; wie die Quarzite am Westabhang der Anden von Peru, mehrere tausend Fuss mächtig, dicht oder feinkörnig, in fussdicke Lager abgesondert, granitischen Gesteinen aufgelagert, von jüngerem Secundärkalk bedeckt (v. Humb.); oder die weitverbreiteten Itacolumitquarzite in Minas Geraes, in tausend Fuss mächtigen Lagern mit Chloritschiefer abwechselnd, die Lagerstätte von Gold, Platin, Diamant, Topas u. a. Edelsteinen, durch Zer-

störung an der Oberfläche den Cascalho bildend, ein sehr eisenschüssiges, dieselben kostbaren Mineralien einschliessendes, lockeres Quarzconglomerat.

Metallisirung.

Das Vorkommen der Mehrzahl grösserer Erzmassen trägt den Charakter einer Contacterscheinung; die reichsten Erzgänge und Stöcke finden sich in der Nähe der Grenzfläche geschichteter und krystallinisch massiger Formationen; besonders Feldspath- und Dioritporphyre und die Ophiolithtrappe erscheinen als metallbringende Gesteine. Die Verhältnisse werden aber oft so colossal, dass man Anstand nimmt, eine Cämentation oder ein dampfartiges Eindringen der metallischen Substanzen für möglich zu halten; auch ist gewöhnlich eine tiefere Metallmasse, aus welcher die Gänge und Erztheile aufgestiegen sein könnten, nicht sichtbar. Man muss den metallischen Herd im Inneren der Erde suchen und annehmen, die sublimirten oder feurig flüssigen Erze seien durch die ebenfalls flüssige, meist unergründlich mächtige Granit- oder Porphyrmasse durchgedrungen und haben sich an ihrer Oberfläche angehäuft. Auffallend ist jedoch die Thatsache, dass geschichtete oder schiefrige Formationen zuweilen grosse Massen von Erzen aufgenommen haben, ohne dass die vom Erz umschlossenen oder an dasselbe angrenzenden Schichten des Nebengesteins beträchtliche Störungen in ihrer ursprünglichen Lage erlitten zu haben scheinen. — In Ungarn und Siebenbürgen wurde das Vorkommen der Erzgänge auf der Grenze ungleichartiger Formationen schon im vorigen Jahrhundert durch Delius und v. Born erkannt (Fournet): die reichen Gold- und Silbererze kommen daselbst ausschliesslich in einem Dioritgestein vor, das die Grundlage von Glimmer und Talkschiefer vom aufliegenden Trachyt scheidet (Beudant). — Die Eisenglanzmassen von Framont in den Vogesen haben sich im Thonschiefer überall in der Nähe des Porphyrs entwickelt; die dem Schiefer untergeordneten Kalklager sind in körnigen Marmor übergegangen und zum Theil ganz erfüllt von Eisenglimmer und Eisenglanz (Voltz). In Mittel-Frankreich liegen die wichtigsten Mangan- und Eisenerzmassen zwischen Granit und Kalk (Dufr.). — In der Sierra-Morena treten die reichen Gänge von Bleiglanz stets im Contact des Porphyrs mit dem Schiefergebirge auf (Burat). — Die Armuth des Apennins an metallischen Substanzen bildet den grössten Contrast mit der Menge von Erzmassen im westlichen Toscana, wo überall Serpentine und Porphyre zu Tage gehen, und die mächtigen Stöcke von Kupferkies, Fahlerz, Eisenglanz sind, theils von den Eruptivmassen selbst, theils in ihrer Nähe, von den aufgelagerten, oft in Gabbro-rosso übergegangenen Secundärbildungen umschlossen. Der Kupferkies und das Fahlerz in den Gruben von M. Catini bilden Knollen, faustgross bis zum Gewicht von 800 Centnern, in einer specksteinartigen Masse, dem Gabbro-rosso untergeordnet, in

der Nähe von Serpentin und Porphyr. Zu M. Vaso baut man auf der Grenze von Serpentin und Alberese. Die ausgezeichnetsten Verhältnisse zeigen sich bei Campiglia (s. d. Abbild. in Burat *Géol. appl.*): der Alberese ist, in der Nähe von trachytähnlichem Feldspathporphyr, in weissen oder bunten Marmor und zuckerartigen Dolomit übergegangen, und in dieser Zone, zunächst am Porphyr, streichen Gänge von Brauneisenstein und concentrisch strahligen, kugligen, oft mehr als ein Fuss dicken Hornblendschalen, abwechselnd mit Schalen von Quarz und Lievrit, die Zwischenräume, oder der Kern der Kugeln erfüllt mit Schwefel- und Kupferkies, gelber Blende und Bleiglanz. — Am Cap Calamita auf Elba bildet ein verworrenes Gemeng von concentrisch strahliger Hornblende, Lievrit, Magneteisen und Eisenglanz einen halbkreisförmigen Absturz, mehrere hundert Fuss hoch, um den sich ein Gewölbe von Kalklagern herumbiegt, die im Contact mit der Erzmasse in zuckerartigen Dolomit umgewandelt sind. Die grosse stockförmige Eisenmasse der Marina di Rio liegt deutlich auf Talkschiefer (*Verrucano*), worin an der Küste Kugeln von Hornblende und Lievrit vorkommen, und wird bedeckt von Macigno und Galestro, auf welchen Rauchwacke und Kalk und höher Serpentin folgen. Das Streichen des Verrucano und der aufgelagerten Massen hat durch den eingedrungenen Eisenglanz keine Veränderung erlitten, und in diesem selbst kommen untergeordnete Streifen von Verrucano vor, die dem allgemeinen Streichen folgen. — Die Metalltheile scheinen, wie in pseudomorphen Krystallen, die ursprünglichen Stoffe grösstentheils verdrängt zu haben, ohne die Structur zu verändern, oder innere Bewegungen zu veranlassen. — Der Taberg in Smaland zeigt ähnliche Verhältnisse: die über 400 F. hohen, fast aus reinem Magneteisen bestehenden Hügel zeigen dieselbe Stratification, wie der an ihn grenzende Gneis, und diesem Streichen folgen auch die wenigen Einlagerungen von Diorit. — »Das Magneteisen bei Arendal und Fossum, sagt Scheerer, durchschwärmt den Gneis wie ein Adersystem, oder es liegt darin wie eine rings begrenzte, stockförmige Masse, die ihren Eisengehalt mehr oder weniger weit in das Nebengestein verwäscht. Es sind diess die einzigen mir bekannten Arten des Eisenvorkommens in Norwegen, und dass das Eisenerz auch nach der Tiefe zu aufhört, ergibt sich daraus: dass in mehreren Tagbrüchen alles Erz bis zur Sohle abgebaut ist. In der Nähe der Erznieren zeigt sich der Gneis stets ungeschichtet, zuweilen granitisch.« Als Begleiter der Eisenerze enthält das Gestein die mannigfaltigsten Mineralien, Granat, Augit, Hornblende, Epidot, Adular, Axinit, Lievrit, Sphen, Zirkon, Apatit, Kalkspath u. v. a. — Auch das mehr vertheilte Vorkommen einzelner Erztheilchen, wie es in vulcanischen Gebieten, oder in der Nähe eruptiver Massen vorkommt, wiederholt sich im Grossen, oft weit entfernt von jedem Gestein, das man als Herd der Sublimation betrachten könnte. Es vertritt der Eisenglimmer zuweilen den gewöhnlichen Glimmer oder Talk in krystallinisch gemengten

Steinarten; so im Gneis bei Alpirsbach in Schwaben, im Granit bei Schwarzenberg in Sachsen; in Kärnthen und Steiermark bedeckt er nicht selten die Ablosungen des Dolomits; in Ferrera, einem Seitenthal von Schams in Bündten, diejenigen des weissen Marmors; in weit grösserer Verbreitung erscheint er im Eisenglimmerschiefer und Itacolumit in Brasilien. In der weitverbreiteten erzführenden Dolomitbildung von Polen und Schlesien sind Gallmey, Bleiglanz und Brauneisenstein durch die ganze Masse, bald in grösseren stockförmigen Nestern, bald in vereinzelten Streifen, bald in sehr feinen Pünktchen eingemengt (Pusch). In vielen Fällen mögen Schuppen und Krystalle von Eisenglanz entstehn aus neptunisch gebildeten Eisenverbindungen bei gleichzeitiger Metamorphose der Muttergesteine; in anderen Fällen wird eine Entstehung durch Sublimation wahrscheinlich, so für den Eisenglanz und die schönen Manganerze bei Ilefeld am Harz, für den mit Bergkrystall verwachsenen Eisenglanz am Gotthard. — In noch grösserer Vertheilung erscheinen die Erze als färbendes Princip grösserer Gebirgsmassen, oft unter Verhältnissen, die eine metamorphische Entstehung der Färbung, durch Oxydationsänderung der bereits vorhandenen metallischen Bestandtheile, oder durch das Eindringen neuer metallischer Theile kaum bezweifeln lassen. Das fleckweise Auftreten hochrother Galestro mitten im grauen Schiefer, in Toscana und in den Alpen, kann auch in dieser Beziehung als Beispiel dienen. Die rothen Kalksteine, welche an vielen Stellen die äussere Bekleidung der Kalkgebirge des Simmenthales, des waadtländischen Oberlandes (Pays d'Enhaut) und des Chablais bilden, haben diese Farbe kaum ursprünglich besessen; ihr Auftreten ist dem der rothen Galestro ganz ähnlich. Der starke Eisengehalt vieler rothen Sandsteine und Conglomerate scheint oft in enger Beziehung zu stehn zu den zwischen oder unter ihnen liegenden rothen Porphyren; es treten diese, wie auch sonst häufig, als Metallbringer auf. In vielen Gegenden ist jedoch die Masse der Sandsteine im Verhältniss zu derjenigen der Porphyre fast unbestimmbar gross, in anderen fehlt jede Spur von Porphyr oder analogen Steinarten, und man sieht auch hier wieder sich angewiesen, nach allgemeineren Ursachen der auffallenden metallischen Färbung zu fragen.

Carbonisirung.

So wie die rothe Farbe vieler Kalksteine und Sandsteine auf ein späteres Eindringen des Eisenoxyds hinweist, so ist gewiss auch die schwarze Farbe mächtiger Kalk- und Thonschiefergebirge keine ursprüngliche; die in unserer Zeit sich erzeugenden Ablagerungen der Meere zeigen nicht dieses starke Hervortreten des Kohlenstoffs. Offenbar steht auch diese dunkle Färbung, wie die Zunahme des Quarzgehalts, in Verbindung mit dem Auftreten der Gneis- und Granitmassen, und sie galt deshalb früher, wie jene, als ein Charakter des Uebergangsgebirges. In den Alpen, wo dem

Gneis unmittelbar die jüngeren Secundärformationen aufliegen, ist die Beziehung ihrer schwarzen Färbung zu den krystallinischen Centralalpen um so auffallender, da im nahen Jura die nämlichen Formationen als helle Kalksteine, oder graue Mergel auftreten, und auch das Schwarz in ein immer helleres Grau übergeht, oder nur fleckweise an fast weissen Kalksteinen erscheint, je weiter die Ketten von den Centralalpen abstehn. Man könnte geneigt sein, an eine Sublimation und Cämentation der Kohle älterer, im Metamorphismus untergegangener Kohlenbildungen zu denken, analog der Entstehung des Graphits in Hohöfen; und da die tieferen Massen der dem Gneis unmittelbar aufliegenden ersten Kalkkette, der bei tausend Fuss mächtige Hochgebirgskalk, wie es scheint, durch Einwirkung der Feldspathgesteine, weniger dunkel, als die etwas weiter abstehenden Kalkbildungen gleichen Alters, stets aber deutlich stratificirt ist, so müsste man annehmen, die Kohle habe sich erst in den entfernteren Kalkmassen in stärkerem Verhältniss condensiren können. Sonderbar genug, wird aber der Hochgebirgskalk nicht unmittelbar von schwarzem Kalk bedeckt, sondern auf der obersten, bereits dunkleren Masse liegt an vielen Stellen (Lauterbrunnen, Gemmi), ohne scharfe Trennung, ein rein weisser, fast zuckerartiger Marmor, streifweise abwechselnd mit bunten, stark glänzenden Galestroschiefern und Quarzit, Gesteine, wie man sie im Contact mit Felsarten findet, denen man die intensivste metamorphische Einwirkung zuschreibt. — Während die Kohle im dichten Kalk und gewöhnlichen Schiefer, als färbendes Princip, gleichförmig die ganze Masse durchdringt, finden wir sie, wie den Eisenglimmer, in krystallinischen Steinarten als einzelne Graphitblättchen ausgesondert; sie theilt mit den übrigen Bestandtheilen den Charakter höherer mineralogischer Entwicklung. Schuppiger Graphit kommt vor im weissen Marmor von Pargas in Finnland, von Wunsiedel im Fichtelgebirge (Goldf. u. Bisch.), in Unter-Steyermark (Mohs), in einem dem Granit eingelagerten Marmor im Pays de Labourd in den Pyrenäen (v. Charp.), im Gneis bei Passau, in den Gebirgen von Mähren und Böhmen, im Granit an mehreren Stellen in den Pyrenäen. — Der Einfluss der krystallinischen Gebirge, oder der Processe, denen sie ihren Ursprung verdanken, scheint übrigens aus der Beschaffenheit der Kohlenbildungen selbst auch hervorzugehn. Im Granit, Gneis, Marmor haben wir die Kohle als Graphit, oder krystallisirten Kohlenstoff, kennen gelernt. Zunächst dem krystallinischen Gebirge erscheint sie als Anthracit, ebenfalls so viel als ganz von allen flüchtigen Stoffen gereinigt; so in den vielfach ausgebeuteten Anthracitlagern von Dauphiné, Tarentaise, Savoyen; in der Nähe von Martigny hat Fournet im Fortstreichen dieser Kohlenbildung auch die Entwicklung von Graphit beobachtet. Weit reicher an Bitumen sind die Steinkohlen der eigentlichen Kohlenbildung in England, Belgien, Schlesien. In den Pechkohlen der Molasse, zu Käpfnach, S. Martin, Pommier, wird das Bitumen noch stärker

vorherrschend. Die Braunkohlen der Kiesablagerungen von Uznach, Strätlingen, Chambery unterscheiden sich in ihrer Zusammensetzung nicht wesentlich von der frischen Holzfaser. —

Anhydrit, Gyps und Steinsalz (I, 163—165).

Aller Gyps in den Alpen, den man in grössere Tiefen hat verfolgen können, geht nach unten zu über in wasserfreien schwefelsauren Kalk, oder Anhydrit, und ist offenbar aus diesem durch Epigenie hervorgegangen. Eben so der ältere Flötzgyps am Harz und der salzführende Gyps des Muschelkalks in Schwaben. — Die an diese Anhydrit- und Gypsmassen anstossenden Gesteine tragen oft dieselben Spuren einer kräftigen metamorphischen Einwirkung, wie sie sich im Contact der Trappe, Porphyre oder Granite äussert. Bei Vizille und Champs (Isère) ist der Anhydrit von mächtigen Gypsmassen umgeben und von Spilit begleitet, der den Ophit der Pyrenäen (I, 312) zu vertreten scheint; der Gyps enthält Krystalle von Eisenglanz und Quarz; der Kalkstein ist im Contact gebleicht und körnig, oder in Dolomit und Rauchwacke umgewandelt, oder so stark mit Talkblättchen gemengt, dass man ihn mit Talkschiefer verwechseln könnte. Die grauen Schiefer im Wallis sind nahe am Gyps in bunte Talkschiefer, Glimmerschiefer und Gneis, die Sandsteine in Quarzit, die dunkelgrauen Kalksteine in weisse Marmor übergegangen. In Val Canaria am Gotthard liegt über dem Gyps weisser zuckerförmiger Dolomit; dann folgen nach der Höhe zu ausgezeichnet schöne Glimmerschiefer mit nussgrossen Granaten und Aggregaten von Hornblendnadeln. Auch entfernt von den krystallinischen Alpen, in den Thälern von Frutigen und Lenk wird der Gyps begleitet von bunten Talkschiefern, die aus grauen und schwarzen Flyschschiefern hervorgegangen sind; bei Gsteig von einem Conglomerat, dessen Cäment grüne und rothe, stark glänzende Talkblätter bilden. — Es treten diese Anhydrit- und Gypsmassen stockförmig, bald sehr mächtig, bald in nur schwachen Spuren auf, in der Regel auf der Grenze zweier Formationen, und, aus diesem oder einem allgemeineren Grund, liegen sie in meist geraden Linien, Gypslinien, wie Eruptivgesteine über einer Spalte der Erdrinde. — Es liegt nahe, die Entstehung des Anhydrits der Einwirkung schwefelsaurer Dämpfe auf den Kalkstein zuzuschreiben, obgleich durch diese Annahme allein die mannigfaltigen Contacterscheinungen nicht erklärt würden. Da jedoch der Kalkstein in gewöhnlichen Temperaturen von schwefelsauren Dämpfen nur an der Oberfläche in Gyps umgewandelt wird (Marx), wie sich auch in der Schwefelgrube von S. Filippo beobachten lässt, und der gebrannte Kalk nur in der Glühhitze sich mit den wasserfreien schwefelsauren Dämpfen zu Anhydrit verbindet (H. Rose), so ist jedenfalls der Process nicht so einfach, wie man früher glauben mochte. Die Schwierigkeit wird vermehrt durch das Vorkommen von Anhydrit- und Gypsmassen in Formationen, die wenig oder keinen Kalk

enthalten, wie im bunten Sandstein, oder im Keuper, durch den Wechsel von Anhydritlagern mit Kalklagern, und das Vorkommen mächtiger Kalksteinbildungen in der Grundlage des Anhydrits, da man nicht einsieht, aus welchem Grunde die Umwandlung durch Dämpfe nur einzelne Zwischenlager, oder nur die oberen Massen einer Kalksteinbildung ergriffen hätte. — Um diesen Einwürfen zu entgehn, nehmen v. Alberti und Hausmann an, dass der Anhydrit feurig flüssig aus dem Inneren der Erde aufgestiegen sei und sich über die oberflächlichen Massen verbreitet, oder zwischen ihre Ablosungen eingedrängt habe, so wie dieses, um ähnlichen Schwierigkeiten auszuweichen, von Fournet auch für die metallischen Massen vorausgesetzt wird, Das Vorkommen dieser abnormen Substanzen in den oberen Theilen der Erdrinde lässt sich indess kaum trennen von demjenigen später anzuführender, auf welche diese Erklärung ihrer Entstehung nicht anwendbar ist.

Mit dem Anhydrit und Gyps ist öfters Steinsalz verbunden, in mächtigen, nicht stratificirten Stöcken, in schmalen Adern und Trümmern, oder eingesprengt und vertheilt im Salzthon. — Im mittleren Sicilien (Ragalmuto, Alimena) treten 30 bis 50 F. hohe Steinsalzmassen im Thon der Solfare auf; das Steinsalz wird in grossen Tagbrüchen gewonnen; der es begleitende Gyps ist zum Theil geschichtet und wechselt mit Kalksteinlagern (Hoffm.). — Der grosse Salzstock von Cardona ist nicht geschichtet, von sehr unregelmässiger Gestalt, mit zackiger, einem sehr zerborstenen Gletscher ähnlicher Oberfläche; das Salz ist gemengt mit Streifen von buntem Thon und Gyps. Die kleinere, bei 45 F. mächtige Salzmasse, welche abgebaut wird, steht mit jener in Verbindung, sie ist regelmässig horizontal geschichtet, und ihre Lager sind durch rothe Mergel geschieden. Ein enger Zusammenhang zwischen diesen Salzmassen und den Gypsen und Ophiten der Pyrenäen ist kaum zu bezweifeln; auch sind rings herum die Sandsteinlager gegen sie aufgerichtet, so dass sie, wie jene, als später eingedrungene Massen betrachtet werden müssen (Dufrénoy). Noch deutlicher zeigt sich dieser abnorme Ursprung des Steinsalzes in Bex. Die 30 bis 40 Fuss dicke Masse steht beinah vertical zwischen parallelen Anhydritlagern und enthält viele Bruchstücke von Anhydrit, Kieselkalk und Anhydritsand zu einer äusserst festen Breccie verküttet, ohne Spur von Höhlungen in dem Salzcäment (v. Charpentier). — In Schwaben ist das Steinsalz so untrennbar mit dem Anhydrit vereinigt, dass für beide Substanzen derselbe Ursprung angenommen werden muss. — Die Verhältnisse der grossen galizischen Salzmasse von Wieliczka und Bochnia dagegen scheinen mit der Annahme eines früheren feurig flüssigen Zustandes nicht verträglich. Das in seiner tieferen Masse deutlich geschichtete Salz (*Spiza-* und *Szybiker-Salz*) wechselt mit Thonlagern ab, die organische Ueberreste enthalten, und diese kommen auch im Steinsalz selbst vor; zugleich aber ist Anhydrit, nicht Gyps, dem Salz und Thon in dünnen Schichten eingelagert,

und Gyps erst näher an der Oberfläche, über der höheren, ungeschichteten Salzmasse (*Grünsalz*) (Zeuschner).

Marmor (I, 162).

Das Vorkommen weisser Marmorlager zwischen mächtigen stratificirten Massen von dunklem Kalk, getrennt von eruptiven Gesteinen, in Lauterbrunnen und auf der Gemmi, ist bereits vorhin erwähnt worden. Ein analoges, noch stärker gegen die bisherige Erklärung des Metamorphismus zeugendes Vorkommen umgewandelter Kalksteine lässt sich auf der Höhe des Thurnen im unteren Simmenthal beobachten. Die in der Nähe von keinen höheren Gebirgen überragte Bergmasse zeigt, in Folge eines Bergsturzes, ihr Inneres entblösst, als ein felsigtes Kesselthal (der Korb); die Grundlage des Berges bildet deutlich geschichteter schwarzer Kalk, sowohl am Thurnen als in der ganzen Kette von Wimmis bis Zweisimmen, an mehreren Stellen Petrefacten führend; auf ihm liegt, mehrere hundert Fuss mächtig, unklar oder gar nicht stratificirter, hell rauchgrauer, fast weisser Kalk, verwachsen krystallinisch, durch zahlreiche verticale Klüfte zerspalten, an die Dolomitfelsen von Fassa erinnernd, obgleich ohne Talkerdegehalt; auf dem Gipfel stellt sich in diesem Kalk wieder horizontale Schichtung oder Schieferung ein, zugleich bunte, meist rothe Färbung, ein höherer Grad krystallinischer Textur, Einmengung glänzender Talkblätter, und die Steinart geht ganz in den Talkkalk der Tarentaise über. — Die Umwandlung der Structur, die in der mittleren Masse des Thurnen sich geltend macht, ist eine der gewöhnlichsten Metamorphosen, die der Kalkstein in den Alpen erleidet. Man kann das allmählige Verschwinden der Schichtablosungen, die Zunahme verticaler Klüfte, an den nackten Felsabstürzen oft auf das Deutlichste verfolgen; so an der Burgfluh bei Wimmis, am Wallop bei Boltigen. Mit zunehmender Unklarheit der Schichtung ändert sich auch die innere Textur des Steines, er klingt unter dem Hammer, es stellen sich eine Menge feiner Spalten ein, so dass es unmöglich wird, einen frischen Bruch zu erhalten; die Vegetation wird ärmlich, oder verschwindet ganz, am Fuss der Felswände sammeln sich weite Trümmerhalden. Wie im Simmenthal erscheint auch anderwärts diese Umänderung weit entfernt von jeder eruptiven Steinart. — Höhere Grade der Umwandlung hat der Liaskalk der schottischen Insel Man erlitten, dessen deutlich stratificirte, petrefactenreiche Massen in ihrem Fortstreichen in ungeschichteten weissen Marmor, dem carrarischen nahe stehend, übergehn; dem Schiefer, an den der Marmor angrenzt, kann dieser Einfluss kaum zugeschrieben werden. Auch die weissen Marmor, die an vielen Stellen in den Alpen (Ferrera, Splügen, Tessin, Simplon, Zermatt, Tarentaise, Oisans) Lager und Nester im krystallinischen Schiefergebirge bilden, verlaufen sich überall in dichte stratificirte Kalksteine, die offenbar neptunischen Ursprungs sind und an mehreren Stellen auch

organische Ueberreste enthalten (Pentakriniten auf dem Bernina, Belemniten in Oberhalbstein, bei Airolo, auf der Furca, in Val Ferret, auf M. de la Saxe bei Cormayeur, auf Col de la Seigne, in der Tarentaise). Auf den Inseln des Golfs von Spezia und bei Porto-Venere sieht man weissen Marmor ohne scharfe Trennung mit dunkelm, viele Petrefacten einschliessendem Jurakalk verwachsen. Die in mächtigen Gebirgsstöcken entwickelte Marmormasse der Apuanischen Alpen, zur Zeit der Römer bei Luni, gegenwärtig zu Carrara ausgebeutet, wird bei Castelpeggio zu geschichtetem Kalkstein, der mannigfaltige organische Ueberreste einschliesst. In den Pyrenäen geht der petrefactenreiche Kalk der unteren Kreidebildung im Thale der Gly bei S. Martin in einen ausgezeichnet salinischen Marmor über; ein anderer Marmor (*marbre griotte*, *marbre Campan*), dem Uebergangsgebirge angehörend, besteht aus rundlichen Kalkmandeln, welche mit rothem oder grünem glänzendem Thonschiefer verflochten sind; der Kalk ist meist krystallinisch, zeigt aber an anderen Stellen organische Structur, und man überzeugt sich, dass alle diese Mandeln ursprünglich in dem Schiefer eingewachsene Nautilus gewesen sind (Dufrénoy). Die berühmten Marmor von Attica, vom Pentelicus und Hymettus scheinen, nach ihren Uebergängen und der Beschaffenheit der mit ihnen wechselnden Talkschiefer, umgewandelte secundäre Kalksteine zu sein (Boblaye und Virlet), und derselbe Schluss wird sich auf den Marmor von Paros ausdehnen lassen.

Dolomit (I, 162).

„Keine Substanz, sagt Blum, tritt bei der erdigen Umwandlungs-Pseudomorphose so häufig activ auf, als die Bittererde; sie spielt in dieser Beziehung dieselbe Rolle bei den Erden, wie der Sauerstoff bei den Metallen; in manchen Fällen werden andere stärkere Basen, auch die Kieselerde, von ihr verdrängt.“ Allerdings, wem wären nicht die mannigfaltigen fremdartigen Krystallgestalten bekannt, in denen der Speckstein erscheint; man kennt ihn in den Formen des Feldspath, Glimmer, Quarz, Turmalin, Granat, Augit und anderer Mineralien. Krystalle von Augit, Hornblende, Olivin sind in Serpentin umgewandelt worden; Krystalle von Feldspath, Cyanit, Pyrop in Talk; Krystalle von Granat und Hornblende in Chlorit. — Derselbe räthselhafte Process des Eindringens der Talkerde in das Innere starrer Substanzen wiederholt sich im Grossen auf bemerkenswerthe Weise im Contact der Gypsmassen der Pyrenäen und Alpen, in der Umwandlung der Farrnkrautabdrücke der alpinischen Anthracitbildung in glänzenden Talk, in dem Auftreten mehrere Fuss breiter Serpentinstreifen zwischen Granit und Kalk bei Predazzo und Aker, in der Entwicklung des Galestro und talkreicher Schiefer aus Flysch. — Ein einzelner Fall dieser allgemeinen Regel ist die Umwandlung des Kalksteins in Dolomit. Auf Erzgängen zu Schemnitz und Kremnitz, im sächsischen Erzgebirge, in

Böhmen, in Mexiko, finden sich Kalkspathkrystallformen, die, genauer betrachtet, aus kleinen Braunspathrhomboedern zusammengesetzt sind; das Innere dieser Pseudomorphosen ist meist hohl, mit Braunspathkrystallen ausgekleidet, das Aeussere rauh und drusig; oft hat sich aber auch, wie in dem aus Anhydrit entstandenen Gyps, die ursprüngliche Theilbarkeit erhalten. Es beweist dieses Vorkommen, dass die Schlüsse der Geologie, auf eine Umwandlung im Grossen des Kalksteins zu Dolomit, nicht etwas Unmögliches voraussetzen. — Die Abänderung des Dolomits, welche diesen Ursprung vielleicht am wenigsten verkennen lässt, ist die Rauchwacke (I, 163). Sie ist in den Pyrenäen und Alpen, wie in Schwaben und Norddeutschland, ein fast constanter Begleiter der Anhydrit- und Gypsmassen; die Bittererde, die anderwärts, wo der Gyps mit Flysch in Berührung steht, sich in Talk- oder Chloritblättchen entwickelt hat, ist hier eine engere Verbindung mit der Kalkerde eingegangen und hat um die Gypsstöcke eine Schale bauchigen, Kalktuf ähnlichen Gesteins gebildet. Der Talkerdegehalt nimmt zu, je mehr sich das Gestein dem Gypse nähert, und übersteigt in der Berührung das im Dolomit bestehende Verhältniss (Coquand). Es erscheint diese Felsart auch unabhängig von Gyps, in fast noch ausgezeichneteren, grottesken und höhlenreichen Gestalten, auf der Grenze zwischen Gneis und Kalk in den Alpen, in Verbindung mit Quarzit, bunten Schiefern, Eisenerzen und anderen metamorphischen Gesteinen. Selbst mitten im alpinischen Kalkgebirge, südlich von Sanen, lassen sich alle Uebergänge aus schwarzem, dichtem Kalkstein in schwarze Kalkbreccie mit zuweilen eingemengten Blättern von stark glänzendem grünem Talk, und aus dieser in hellgraue Rauchwacke verfolgen. In mächtigen Gebirgsmassen hat sich die Rauchwacke auf den Höhen oberhalb Schams undin anderen Theilen von Graubündten entwickelt; auf dem Col des M. Cervin wurde sie von de Saussure mit Kalktuf verwechselt. — Auch der dichte Dolomit und dolomitische Kalk, mit graulich weisser, gelber oder braunrother, wie bestaubter Oberfläche, meist äusserst zähe, geschichtet, aber zugleich senkrecht zerklüftet, verräth auf jede Weise in den Alpen seinen metamorphischen Ursprung. Seine Lager können an vielen Stellen nach der einen Seite verfolgt werden bis in gewöhnlichen dunkeln Kalk, und je mehr man sich diesem nähert, desto unscheinbarer wird der staubige Beschlag der Oberfläche, nach der anderen Seite bis in vollkommen ausgebildete Rauchwacke. Mächtige Lagerfolgen dieses Dolomits bilden in den Alpen zwischen dem Gneis und dem Kalk meist die Grundlage der bunten Schiefer, Quarzite und Talkconglomerate. In gleicher Verbindung finden wir sie aber auch in Glarus auf dem obersten Kamm der aus Flysch und Nummulitentalk bestehenden Gebirge. — Die grösste Ausdehnung hat in den Alpen der weisse oder graue, verwachsen körnige Dolomit mit Braunspathdrusen erhalten; er erstreckt sich längs ihrem Südrande, mit immer wachsender Breite seiner Zone, vom Sesiathal

bis nach Ungarn. In Graubündten trägt der Dolomit grossentheils diesen Charakter, so wie auch im nördlichen Tyrol, auf der linken Seite des Innthales. Die nackten furchtbar zerrissenen Felsstöcke dieser Dolomitgebirge sind in vielfacher Beziehung den vorhin erwähnten Kalksteingebirgen des Simmenthales vergleichbar; wie hier der reine Kalkstein, steht dort der mit Talkerde verbundene in fortgehender Zertrümmerung, beide ferner ruhen, als oberste Massen auf deutlich geschichteten, zum Theil organische Ueberreste enthaltenden Kalk-, Dolomit-, oder Sandstein- und Mergelbildungen, auf welche der Metamorphismus weit schwächer, oder gar nicht eingewirkt hat. Am Rüblihorn bei Sanen bedeckt ein dunkelgrauer, an der Aussenfläche roth verwitternder, ausgezeichnet körniger Dolomit Lager von dichtem, schwarzem Kalk mit vielen Petrefacten; der Dolomit geht auch in Rauchwacke über. Am S. Salvadore bei Lugano liegt auf dem Conglomerat, das den Glimmerschiefer vom Dolomit scheidet, geschichteter brauner Dolomit und Mergel, dann wird nach der Höhe zu das Korn immer mehr krystallinisch, die Farbe weiss, es erscheinen Drusen von Braunspath, die Schichtung verliert sich, und der Gipfel des hoch aufgeworfenen Stockes zeigt alle Charaktere ausgezeichnet massiger Gesteine. In den Gebirgen des Comersee's wird der Dolomit, worin nicht selten Steinkerne von Conchylien vorkommen, von einem schwarzen, z. Th. bituminösen Kalk, wahrscheinlich Lias, unterteuft. In Süd-Tyrol und weiter östlich findet sich in der Grundlage der Dolomitmassen eine oft mehrere hundert Fuss mächtige Folge rother Sandsteine und dunkler Kalksteine oder Schiefer mit eigenthümlichen Petrefacten, die mit denen des Muschelkalks am besten übereinstimmen. Nördlich von Innsbruck werden in der Basis des Dolomits die asphaltreichen Fischschiefer von Seefeld ausgebeutet. — Die höchste Stufe der Umwandlung zeigt sich in dem hellgrauen oder weissen zuckerartigen Dolomit, mit Einschlüssen von Talk, Tremolith, Turmalin, Korund, Schwefelkies, Zinkblende, Realgar. Lagerfolgen dieses schönen Gesteins sind enge verbunden mit stratificirten Massen von salinischem Marmor, und sie liegen, bald über, bald unter denselben, oft auch mit Gyps. Sie sind in den Centralalpen den krystallinischen Schiefergebirgen eingelagert, zeigen aber auch hier zuweilen Uebergänge in gewöhnlichen grauen Kalkstein, worin man hoffen darf, Petrefacten zu finden. — Die Frage über den metamorphischen Ursprung des Dolomits zerfällt in eine Frage der Chemie über den Ursprung des Talkerdegehaltes und in eine mineralogische über die Ursache der auffallenden, meist ausgezeichnet krystallinischen Structur dieser Gesteine. Der neptunisch gebildete Kalkstein ist grösstentheils als ein organisches Product zu betrachten (I, 213), besonders derjenige, worin organische Ueberreste vorkommen, da die Quellwasser, welche grössere Ablagerungen von Travertin bilden, heisse Sauerwasser sind (I, 244); man kennt aber mit seltenen, vielleicht noch zweifelhaften Ausnahmen, keine organischen Wesen, welche Schalen oder

Gehäuse von Dolomit erzeugen. Petrefacten sind zwar im Dolomit Seltenheiten, fehlen jedoch nicht ganz, aber die Schale der Muscheln ist verschwunden und hat drusige Räume oder undeutliche krystallinisch drusige Steinkerne hinterlassen, welche denselben Species angehören, die sonst im Kalkstein vorkommen. Da ferner die unverändert gebliebenen Steinarten vorzugsweise in den jüngsten Bildungen gesucht werden müssen, so ist es von Bedeutung, dass unter den neueren Formationen zwar mächtige Kalksteinablagerungen vorkommen, die Dolomite dagegen mit sehr zweifelhafter Ausnahme auf das Secundär- und Uebergangsgebirge beschränkt bleiben. Der einzige bis jetzt bekannt gewordene Dolomit neueren Ursprungs gehört einer Süsswasserbildung bei Ulm an und scheint sich aus dem in der Nähe vorkommenden Juradolomit gebildet zu haben (Leube). Diese Thatsachen sprechen für ein späteres Hinzutreten der Talkerde zu ursprünglichen Kalksteinbildungen. Die Annahme jedoch, dass diese Dolomitisirung mit einer hohen von unten her wirkenden Temperatur verbunden gewesen sei, widerlegt der Gehalt der tieferen Massen an Kohle und Bitumen; auch als Contacterscheinung darf sie nicht betrachtet werden, da vielmehr Dolomite im Contact mit talkerdereichen massigen Gesteinen in körnigen weissen Marmor umgewandelt sind, wie die Dolomite in Bündten im Contact mit Serpentin, wie auch auf Monzoni der Dolomit, wo er an Syenit anstösst. Die Structurverhältnisse des Dolomits, das nicht seltene Verschwinden der Stratification, die vielfache Zerspaltung und Zerklüftung, das vorherrschend krystallinische Gefüge, sind gleicher Art wie diejenigen, die auch am reinen Kalkstein vorkommen und müssen in beiden Fällen wohl aus derselben Ursache herstammen. Die Annahme von Fournet, dass diese krystallinischen, meist ungeschichteten Steinarten, mit denselben mineralogischen Charakteren, die sie jetzt tragen, sich im Wasser gebildet haben, dürfte kaum viele Anhänger unter den Geologen finden, welche Süd-Tyrol, Graubündten und die Berneralpen gesehn haben.

Spilit (I, 167).

Die früher unter dieser allgemeinen Benennung zusammengestellten Gesteine lassen weniger, als viele der bisher angeführten, ihren metamorphischen Ursprung verkennen. Die chemische Beschaffenheit entfernt jeden Gedanken an eine Ablagerung aus Wasser, und doch stehn alle mit neptunischen, organische Ueberreste enthaltenden Bildungen in unmittelbarer Verbindung, so dass unveränderte Schichtenfolgen in ihrem Fortstreichen ohne Trennung in Spilit übergehn und weiterhin aus diesem wieder zu der ursprünglichen Beschaffenheit zurückkehren. Eruptivgesteine, deren Contact, oder Dampfentwicklung man die Metamorphose zuschreiben könnte, werden oft ganz vermisst. — Der grüne Schiefer in Oberhalbstein, im südlichen Wallis, in Piemont, erscheint fleckweise im grauen

Flysch, ohne dass an den Grenzen eine andere Trennung, als die der Farbe bemerkt würde, und auch der Uebergang von Grau in Seladongrün geschieht so allmählig, dass man niemals anzugeben vermag, wo die eine Farbe aufhört und die andere beginnt. Schreitet die Umwandlung weiter fort, so verliert sich die Schieferung, oder der Fels zeigt ein Gemenge krumm und verworren schiefriger und dichter massiger Partieen; an den einen Stellen bildet sich rother Galestro und Jaspis aus, im grünen Gesteine erscheinen Streifen und grössere Partieen von dichtem Epidot, die Kluftflächen bekleiden sich mit krystallisirtem Epidot, Bergkrystall oder Albit (Molins, M. Genèvre); an anderen entwickeln sich Nester und Lager von Strahlstein und schiefrigem Serpentin (Evolena, Zermatt); an noch anderen geht das Gestein, theils in Mandelstein oder Spilit im engeren Sinn, theils in Variolith über (Davos, Oisans). — Beinah übereinstimmend beschreibt Savi das Vorkommen des Gabbro-rosso: „In der Nähe von M. Catini bemerkt man eine grosse Verwirrung der Stratification; der graue Kalkstein ist hellblau, beinah schiefrig, reicher an Thon und Metalloxyden, der sonst graue Schiefer braunroth und inniger mit dem Kalkstein verflochten; weiterhin verliert sich die Schichtung und Schieferung, die dunkelrothe Farbe wird die herrschende, das Hellblau oder Seladongrün des Kalks erscheint nur noch in länglichten Flecken; der massige Fels wird durch zahlreiche Klüfte in rundliche Blöcke zerspalten, deren Oberfläche bedeckt ist mit höchstens erbsegrossen Kügelchen, die ihnen ein Variolith ähnliches Ansehn geben.“ An anderen Stellen in Toscana ist der Gabbro-rosso von dem seladongrünen Epidotgestein der grünen Schiefer der Alpen nicht verschieden, an noch anderen ist die Farbe dunkelgrün bis schwarz. In der Nähe von M. Vaso wird das Gestein zu mandelsteinförmigem Spilit; auf der Westseite von Elba entwickelt sich aus der dunkelgrünen Grundmasse Diallag und Hornblende. — „Der Schalstein des Uebergangsgebirges von Nassau, sagt Murchison, ist ein Product neptunisch-plutonischer Thätigkeit; es ist eine deutlich geschichtete Bildung, welche mit Kalk und Schiefer wechselt und zuweilen (Weilburg) organische Ueberreste einschliesst.“ Die vorherrschende Abänderung ist ein mit Chlorit gemengter Thon- oder Grauwackeschiefer; andere Abänderungen erscheinen als mit vielem Kalkspath gemengte Trappgesteine, die bald conglomeratartig, bald als Mandelsteine auftreten und allmählig in Dioritschiefer und Dioritporphyr übergehn. — „Die am Ural so häufig vorkommenden grünen Schiefer sind, nach G. Rose, bald dem Chloritschiefer oder Serpentin, bald einem Talk-, Thon-, oder Wetzschiefer ähnlich, und in alle diese Gesteine bilden sie Uebergänge. Zuweilen schneiden die ungleich gefärbten Stücke stärker ab, und die Masse erhält ein conglomeratartiges Aussehen; auch kommen Stücke körnigen Kalks eingemengt vor, die an den Rändern mit kleinen Hornblendnadeln besetzt sind; noch häufiger erhalten sie durch Krystalle von Uralit,

die darin eingewachsen vorkommen, ein porphyrartiges Ansehn. Es scheint als wären es durch irgend einen Process veränderte Schiefer, als wäre aber die Veränderung noch nicht so vollständig erfolgt, um neue deutlich charakterisirte Gebirgsarten zu bilden.« Wie in Graubündten und Toscana stehn auch am Ural die grünen Schiefer oft mit mächtigen Lagerfolgen von Jaspis und Galestro in Verbindung.

Krystallinische Schiefer (I, 168.)

Talkschiefer, Glimmerschiefer, Gneis und ihre mannigfaltigen Abänderungen bilden meist die Hauptmasse der im Grossen auftretenden metamorphischen Gesteine, und viele der bis jetzt aufgeführten, wie Quarzit, Marmor, Dolomit, sind in Lagern oder lagerartigen Stöcken denselben untergeordnet. Auf ähnliche Weise sehn wir Sandsteine und gemeine Kalksteine ausgedehnten Gebirgsmassen von petrefactenführendem Thonschiefer oder Flysch eingelagert, und wenn ein solches System nichtkrystallinischer Steinarten in nicht grosser Entfernung von einer denselben Typus tragenden Gruppe krystallinischer Gesteine auftritt, wie die Flyschgesteine von Schalfick und Prättigau in der Nähe der Talkschiefer, grünen Schiefer, Quarzite und Marmor von Oberhalbstein, oder, wie am Rande des aus Macigno und Alberese bestehenden Apennins, die Glimmerschiefer, Galestro und weissen Marmor der Apuanischen Alpen, so drängt sich von selbst der Gedanke auf, die einzelnen Steinarten des krystallinischen Gebirges mit analogen des unveränderten zu vergleichen, und, so wie den Marmor von dem Kalkstein, die krystallinischen Schiefer von dem Thonschiefer oder Flysch abzuleiten. Es wird auch diese Annahme durch die Beobachtung im Grossen eben so unterstützt, wie durch die angeführten Thatsachen über den umwandelnden Einfluss der Hitze oder der Dämpfe. Die dem jüngeren Secundärgebirge angehörenden grauen und schwarzen Schiefer von Mittel-Wallis schwanken in ihrer ganzen Erstreckung zwischen gemeinem Flysch, Thonschiefer, Talkschiefer und Glimmerschiefer, welche in einer Breite vieler Stunden unzählige male unter sich, oder auch mit Kalkstein abwechseln; auf der Nufenen erscheint das Gestein als ein feinschuppiger, schwarzer Glimmerschiefer, der Granaten, zugleich aber Belemniten einschliesst; von Vispach einwärts ist dem im Hauptthal herrschenden Talkflysch grauer Kalkstein und Gyps eingelagert, gegen Stalden zu wird der Schiefer immer bestimmter krystallinisch, bei Stalden selbst muss er als wahrer Glimmerschiefer anerkannt werden, der noch weiter südlich mit Hornblendschiefer wechselt und bei S. Niclaus in den Gneis der Weisshornmasse übergeht. Die Art dieser Umwandlung lässt sich im Hintergrund der tiefer eindringenden südlichen Wallisthäler, in Cermontana, Ferpecle, Zinal u. s. w. beobachten. Auf schwarzem, südlich fallendem Schiefer und Kalk liegt grüner Schiefer oder grauer Glimmerflysch von

grosser Mächtigkeit, tiefer einwärts erscheinen Quarzmandeln eingeschlossen, erst durchscheinend, glasig, mit muschligem Bruch, dann weiss, mit feinkörniger Structur, zugleich entwickelt auch die Schiefermasse sich deutlicher in krystallinischen Blättern, dann erkennt man im Quarz einzelne Feldspathblättchen, und in vielen Mandeln wird dieser zuletzt vom Feldspath vollständig verdrängt, und statt der Quarzmandeln enthält das Gestein Zwillinge von Orthoklas und ist ein porphyrartiger Gneis geworden. Eine räthselhaftere Umwandlung zeigt sich auf der Ostseite von Schams in Bündten. Auf einer mehr als tausend Fuss mächtigen Grundlage von grauem Flysch, dem Gestein der Viamala, liegt horizontal weisser Marmor, bei hundert Fuss hoch; durch Aufnahme von Talk und Quarz entwickelt sich aus diesem an seiner oberen Grenze ein Conglomerat von Marmor- und Quarzmandeln durch grünen Talk verkittet, aber auch in zarten Adern und Nestern so innig damit verwachsen, dass die Annahme einer rein mechanischen Entstehung unmöglich ist; dann erscheinen zugleich mit jenen Mandeln grosse Zwillinge von Feldspath und weisse Glimmerblättchen; je häufiger der Feldspath sich einmengt, desto mehr tritt der Kalk zurück, und im Fortstreichen gegen N. ist die Masse ein ausgezeichneter Gneis geworden, worin stets der frühere grüne Talk und die Quarzmandeln die Hauptbestandtheile bilden. Nach anderen Seiten und nach der Höhe zu geht das Conglomerat über in Kalkbreccie mit talkigen Ablosungen und in bräunliche Rauchwacke, in der ebenfalls grüne Talkblätter glänzen. — Entfernt von jedem krystallinischen Feldspathgebirge lässt sich eine ähnliche Umwandlung auf den Gebirgen von Glarus beobachten. Man sieht an den schroffen Felsabstürzen die schwarze Farbe der Fischschiefer und Nummulitengesteine durch Violet übergehn in Roth, in der Höhe besonders zeigt sich das Gestein als ein rother stark glänzender Thonschiefer, worin Bänke von Quarzit und dichtem Dolomit liegen. Aus diesem Thonschiefer entwickelt sich das bekannte Sernfter- oder Melserconglomerat und, auf dem Gipfel des Kärpfstocks, ein bunter Quarzit, der Feldspathkrystalle enthält und in Gneis übergeht. — Der Uebergang von Quarzit in Gneis, durch Aussonderung von Feldspath, lässt sich auch, wie früher erwähnt wurde, auf dem östlichen Gebirgszug des Thales von Churwalden, so wie auch am Schlosshügel von Sitten, die untrennbare Verbinduug von Gneis mit Thonschiefer und Conglomeraten zwischen Martigny und S. Maurice und an den berühmten Conglomeraten von Valorsine beobachten. Die meisten der grossen Gneisgebirge der Alpen verlaufen an ihrer östlichen oder westlichen Auskeilung in talkige Quarzite oder Conglomerate, die man nur als Abänderungen der sie einschliessenden grauen Sandsteine und Schiefer betrachten kann. — Dieselbe vermittelnde Stellung zwischen Gneis und Macigno nimmt, wie schon Savi und Hoffmann bemerkt haben, der Verrucano (I, 184) ein. — Auf Sky sah Macculloch den Sandstein allmählig härter und krystalli-

nisch werden und Körner von rothem Feldspath aufnehmen, dann nimmt der damit wechselnde Thonschiefer grüne Farbe an, der Feldspath wird krystallinisch, es entsteht Chloritschiefer und Gneis. Aehnliche Uebergänge sollen auch auf Levis und North-Uist und in Schottland nicht selten sein.—Elie de Beaumont schliesst auf den metamorphischen Ursprung des Gneis der Vogesen und der Provence aus den davon umschlossenen Nestern und Lagern von körnigem Kalkstein und Anthracit; eine Folgerung, welche Daubrée, aus gleichem Grunde, auch auf den Gneis der Skandinavischen Halbinsel ausdehnt. Auch in allen Gneis- und Glimmerschiefergebirgen der Alpen sind Einlagerungen von Kalkstein keine seltene Erscheinung (V. Senêtre in Oisans, Saass in Wallis, Simplon, Antigorio, Blegno, Splügen, Bernina, M. Tonal, Brenner). — An vielen Stellen lässt sich eine Beziehung der krystallinischen Schiefer zu eruptiven Gesteinen nicht erkennen, sie sind mächtigen Ablagerungen gewöhnlicher Flyschschiefer, oder Kalksteinen, die Petrefacten einschliessen, aufgelagert, wie auf beiden Seiten des Sernfthales in Glarus, oder auf den Gebirgen von Churwalden, Davos und Schams, und stehn zu dieser Grundlage in ähnlichem Verhältniss wie anderwärts die ihr aufgesetzten metamorphischen Kalksteine und Dolomite.

Literatur. Ueber Verkieselung: Fournet, *lettre à Arago sur les modif. des roches*, *A. de Ch. LX*, 1835; G. Rose, *Reise nach dem Ural*, 1837; Coquand, *terr. stratif. de la Toscane*, *Bull. géol.* 1845; Studer, *Beschr. von Davos*, *Schw. Denkschr.* 1837; —, *Leonh. u. Bronn Jahrb.* 1844; Macculloch, *West. Isl.* 1819; v. Humboldt, *gisem. des roches*, 1823; Durocher, *métam. des roches*, *Bull. géol.* 1846.

Ueber Metallisirung: Fournet, in *d'Aubuisson, géognosie, par Burat, III*; —, *lettre à Arago*, *A. de Ch. LX*; Beudant, *voy. en Hongrie*; Dufrénoy, *explic. de la carte de Fr. I*, 1841; Burat, *géol. appliquée*, 1844; Savi, *tagli geolog.* 1833; Hoffmann, *geogn. Beob.* 1839; Studer, *géol. de l'île d'Elbe*, *Bull. géol. XII*; Hausmann, *Reise durch Skand.* 1811; Daubrée, *dépots métallif. de la Suède et de la Norwège*, *A. des min. IV*, 1843; Scheerer, *geogn. miner. Skizzen*, *Leonh. u. Bronn*, 1843; Pusch, *Beschr. von Polen*, 1836.

Ueber Carbonisirung: Studer, *Westl. Alpen*, 1834, *p.* 229; Mohs, *Mineralogie* 1839; Goldfuss u. Bischof, *Beschr. des Fichtelgeb.* 1817; de Charpentier, *géogn. d. Pyrén.* 1823; Fournet, *géol. d. Alp. II*, *A. de Lyon* 1845.

Ueber Anhydrit, Gyps und Steinsalz: H. Rose, *über die Verb. der wasserfreien Schwefels. Poggd. XXXVIII*; Marx, *Brandes n. Arch. XV*; Elie de Beaumont, *sur la formation des anhydrites, des gypses et des dolomies*, *Bull. géol. VIII*, 1837; Keferstein, *über das Steinsalz, die Salzquellen u. Steinsalzbildung*, *Teutschl. II u. III*, 1822—25; v. Alberti, *Trias*, 1834; Hausmann, *de mont. Hercyniæ const.*, *Gött. Anz.* 1839 > *Leonh. u. Bronn* 1839; Hoffmann, *geogn. Beob.* 1839; Dufrénoy, *rélat. des oph., des gypses etc. Mem. géol. II*, 1834; v. Charpentier, *über die Salzlagerst. von Bex*, *Poggd. III*, 1825; —, *über Gyps und Ophit der Pyrenäen*, *Poggd. XII*; Zeuschner, *Beschr. des Salzlagers v. Wieliczka*, *Leonh. u. Bronn*, 1844.

Ueber Marmor: Macculloch, *Westl. Isl.* 1819; Savi, *alteraz. pluton. della calce carb. N. Giorn. d. Lett.* n°. 78; Hoffmann, *Verh. von Massa-Carrara*, *Karst. Arch. VI*, 1833; Dufrénoy, *posit. géol. des marbres amygdalins*, *Mém. géol. II*, 1834; Studer, *Westl. Alpen*, 1834; Boblaye et Vir-

LET, *expéd. scient. en Morée*, 1833; KEILHAU, *über die Entstehung des Marmors*, *Jameson Journ.*, 1844 > *Leonh. u. Bronn*, 1844.

Ueber Dolomit: v. BUCH, *über Dolomit*, *Berl. Akad.*, 1823; —, *Briefe über das südl. Tyrol* 1824; CH. GMELIN, *chem. Unters. über die Kalkform. Schwabens*, *Würtb. Abh. I*, 1826; HUNDESHAGEN, *über den Bittererdegehalt versch. Kalkform. Würtb. Abh. I*, 1827; VOLTZ, *über Dolomitbildung*, *Leonh. u. Bronn* 1831; ELIE DE BEAUMONT, *objections rélat. à l'origine de la dolomie*, *Ann. des sc. nat.*, 1829; DE LA BÈCHE, *differ. in the secund. sed. Ph. Mag. VI*, 1829; ZEUSCHNER, *über Dolomitbildung*, *Leonh. u. Bronn* 1831; LINK, *über den S. Salvadore*, *Karst. Arch. I*, 1829; STROMBECK, in *Karst. Arch. III u. IV*; LEUBE, *geogn. Beschr. der Gegend v. Ulm*, 1839 > *Leonh. und Bronn*, 1840; —, *über den Einfluss der Chemie etc.*, *Leonh. u. Bronn*, 1843; GUEYMARD, *s. l. calcaires altérés*, *Bull. géol. XI*, 1840; HAIDINGER, *Veränd. gewisser Mineralien*, *Poggd. XI*; REUSS, *geogn. Beob. in Tyrol*, *Leonh. u. Bronn* 1840; WISSMANN, *über S. Cassian*, in *Münster, Beitr.* 1841; v. KLIPSTEIN, *über die Dolomite der Lahngegend*, *Karst. Arch. XVII*, 1843; —, *geol. Kenntniss der östl. Alpen*, 1843; PETZHOLDT, *Geogn. von Tyrol*, 1843; BLUM, *Pseudomorphosen* 1843; FOURNET, *explor. geol. du Tyrol*, *Bull. géol.* 1845.

Ueber Spilit: SAVI, *mem. sulla costit. fis. della Toscana*, 1839; HOFFMANN, *geogn. Beob.* 1839; STUDER, *Beschr. v. Davos u. Mittelbündten*, *Schw. Denkschr.* 1837 *u.* 39; G. ROSE, *Reise in den Ural*, 1837; GRAS, *sur l'origine des spilites*, *Bull. géol.* 1840 *u. f. Jahre.*

Ueber krystallinische Schiefer: BROCHANT, *obs. d. l. Tarentaise*, *J. d. mines XXXIII*, 1808; MACCULLOCH, *Western Islands*, 1819; BAKEWELL, *travels in the alps* 1823; BOUÉ, *mém. s. l. SO. de la Fr. Ann. des sc. nat. II*, 1824; LARDY, *über das Schiefergeb. im Wallis*, *Rengg. Beitr.* 1824; STUDER, *Bemerk. über die n. Alpenk. Leonh. Zeitschr.* 1827; —, *Geol. von Bündten*, *Schw. Denksch.* 1837 *u.* 39; —, *Metam. in den Alpen*, *Leonh. u. Bronn*, 1844; ELIE DE BEAUMONT, *explic. de la carte de Fr. I*, 1841; DAUBRÉE, *dep. met. de la Suède et de la Norwège*, *A. d. m. IV*, 1843; v. BUCH, *über Granit und Gneis*, *Berl. Ak.* 1842; FOURNET, *mém. sur les alpes*, 1840—45; DUROCHER, *métam. des roches*, *Bull. géol.*, 1846.

47. Massige Gesteine.

Die enge Verbindung der Mehrzahl metamorphischer Gesteine mit massigen, die vollkommene Uebereinstimmung ihrer mineralogischen Beschaffenheit und der allmählige Uebergang der einen Steinarten in die anderen, führt zu der Folgerung, dass die massigen Gesteine selbst nur als die letzte Stufe der Umwandlung zu betrachten seien, dass auch die Granite, Feldsteinporphyre und Trapparten auf gleiche Art aus ursprünglich neptunischen Steinarten hervorgegangen seien, wie diess von massigem Kalkstein, Dolomit und Quarzit nicht bezweifelt werden kann. Auch bei diesen scheint in einzelnen Fällen die Metamorphose bis zum Flüssigkeitszustande fortgeschritten zu sein, der an dem gangartig aufgestiegenen Granit oder Trapp so unverkennbar ist. Es bilden in dieser Beziehung alle massigen Gesteine eine Reihe, die mit dem

Marmor und Dolomit beginnt und mit den neueren Laven schliesst. Von den Gesteinen der Trachytgruppe stehn die Granite und Syenite mit den metamorphischen Schiefern in engster Verbindung; die Feldsteinporphyre bilden das Mittelglied zwischen den Graniten und den lavaartig flüssig gewesenen und prismatisch zerspaltenen Trachyten. Unter den Trappgesteinen stehn die Diallagtrappe, die nur selten als eruptive Gangmassen und niemals mit prismatischer Zerklüftung vorkommen, den neptunischen Bildungen am nächsten; auf sie folgen die Hornblendtrappe, deren Umwandlung wohl eben so häufig im starren, als im flüssigen Zustande erfolgt ist; den Schluss bilden die Augittrappe, zu denen der mit den Augitlaven beinah identische Basalt gehört. In mehreren wichtigen Fällen wird die Entscheidung, bis zu welcher Stufe die Umwandlung fortgeschritten sei, schwierig, indem man ungewiss bleibt, ob die Gestalt- und Structurverhältnisse der Gebirgsmasse als Ueberreste der neptunischen Sedimentbildung, oder als ein Erzeugniss der Metamorphose zu betrachten seien; es ist nämlich die ursprüngliche Gestaltung der neptunischen wie der vulcanischen Sedimente oft durch Erosion so verändert und in beiden Classen von Gesteinen so gleichartig geworden, dass dieser distinctive Charakter ganz wegfällt; es wird auch die Schieferung oder Tafelstructur lavaartiger Gesteine der Stratification wässeriger Bildungen so täuschend ähnlich, dass man über die Deutung derselben sich häufig in Verlegenheit befindet.

1. Feldspathgesteine.

Granit (I, 328).

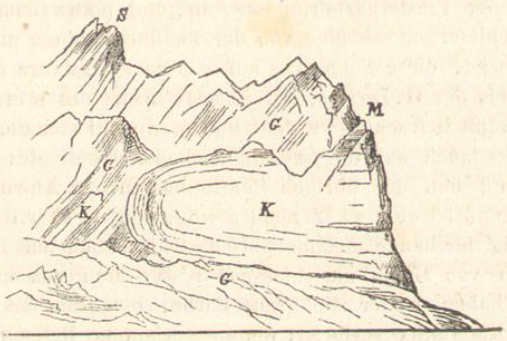
Die Unmöglichkeit einer scharfen Trennung zwischen Gneis und Granit geht hervor aus dem alten Streit über die Stratification des letzteren und dem Bestreben, durch Benennungen wie „Granit-veiné, granitischer Gneis, Gneis-Granit“ sich einer bestimmten Bezeichnung der zwischen beiden schwankenden Steinarten zu entziehn. Es streitet gegen alle Regeln einer gesunden Induction, die Entstehung des Granits auf ganz andere Principien, als die des Gneises zurückführen, diesen durch Metamorphose aus neptunischen Gesteinen hervorgehn, jenen direct aus den Tiefen des Erdinneren aufsteigen zu lassen. Die Annahme einer metamorphischen Entstehung des Granits wird ferner unterstützt durch die auffallende Beziehung zwischen den verschiedenen Granitarten und den sie begleitenden Gesteinen, des grünen Granits zum Serpentin, des rothen Granits zum Quarz-

porphyr, des Alpengranits zum Talkschiefer. Man will endlich deutliche Quarzgerölle mitten im Granit gefunden haben, die man als Ueberreste der ursprünglichen Conglomeratmasse betrachtet, (Rozet in den Vogesen, Zippe in Böhmen, Virlet im Calvados). — Eben so gewichtige Thatsachen sprechen aber für einen ursprünglichen Flüssigkeitszustand des Granits. Er ist von unten her in Gängen durch ältere Bildungen aufgestiegen, wie auf Arran, Elba, Sicilien; er überlagert, wie Basalt, ältere und jüngere Formationen, wie zwischen dem Julier und Septimer in Bündten, wie auch im westlichen Theile von Elba; er hat ähnlich wie feurig flüssige Substanzen auf das Nebengestein eingewirkt, so bei Christiania, in Schottland, am Harz, in den Pyrenäen; die Gerölle können auch durch flüssige Massen losgerissene Trümmer des Nebengesteins sein, so vielleicht die Trümmer von Gneis, welche Rozet im Granit der Vogesen beobachtet hat. Es hat die Ueberzeugung eines feurig flüssigen Ursprungs des Granits selbst auf die Vorstellungen über die Entstehung des Gneises zurückgewirkt und es erschien, bei der engen Verbindung beider Steinarten, unabweislich, auch den Gneis in die Classe der lavaartig flüssig gewesenen Gesteine zu setzen und seine Stratification als eine durch Cohäsionskräfte oder durch die Bewegung des Fliessens erzeugte Schieferung oder Tafelstructur zu betrachten, welche Folgerung dann aber auch, wie man einwendet, auf den Glimmerschiefer und krystallinischen Schiefer überhaupt ausgedehnt werden müsste. — Mehrere Geologen (Sismonda, Fournet) glauben nach äusseren Charakteren die ursprünglichen, d. h. aus dem Flüssigkeitszustande hervorgegangenen Gneise von den metamorphischen, aus Thonschiefer entstandenen, unterscheiden zu können: es sollen die letzteren weniger gleichartig, dem Thonschiefer näher stehend, mehr verworren schiefrig sein. Gneise dieser Art bilden jedoch oft nur den Uebergang in vollkommen krystallinisch und gleichförmig ausgebildete. — Eine der Annahme eines früheren Flüssigkeitszustandes direct entgegengesetzte Folgerung zieht Keilhau aus den Verhältnissen des Granits zum Kalk-, Sandstein- und Schiefergebirge bei Christiania: Granitpartieen, welche ganz den Charakter eingedrungener Massen, von Gängen und Adern tragen, und die von den gewöhnlichen Contacterscheinungen begleitet sind, hält er für in starrem Zustande umgewandelte Gesteine, weil die stratificirten Massen, in die sie vielfach in Buckeln, Zacken und Gängen eingreifen, oder die auch als Nester ganz von ihnen umschlossen sind, nirgends eine Störung ihrer Stratification wahrnehmen lassen. — Die Mehrzahl der Geologen endlich findet eine Erklärung des engen Zusammenhangs zwischen Granit und Gneis und zwischen krystallinisch schiefrigen und massigen Gesteinen überhaupt in der Annahme, dass die Umwandlung der neptunischen Schiefer in krystallinische eine Contactwirkung der feurig flüssig oder erweicht aufgestiegenen, massigen Gesteine sei, ein Erzeugniss der Wärme, oder der Cämentation, Injection, oder Dampfentwicklung; es sei nur, was man er-

warten dürfe, wenn der Gneis die Bestandtheile des Granits enthalte, da er durch den Contact des Granits entstanden sei. Die Gründe, die sich in vielen Fällen dieser Erklärung, die in anderen Fällen wohl die richtige sein mag, entgegensetzen lassen, sind bereits S. 150 angeführt worden. — Noch eine Schwierigkeit geht hervor aus der sehr ungleichen Erstarrungstemperatur der Bestandtheile des Granits. Der Quarz ist weit strengflüssiger als Feldspath und Glimmer, scheint also auch früher erstarren zu müssen; die Beobachtung lehrt aber im Gegentheil, dass sich derselbe stets wie ein Teig nicht nur den früher erstarrten Feldspathkrystallen, sondern selbst den leichter schmelzbaren Krystallen von Hornblende, Granat, Epidot, sogar von Schwefelmetallen, wie Eisenkies, Bleiglanz u. a. anschmiegt. Die Hypothese, wodurch Fournet diesem Einwurf gegen die gewöhnliche Theorie der Granitbildung zu begegnen sucht, dass nämlich der Erstarrungspunkt des Quarzes wie der des Wassers zwischen weiten Grenzen eingeschlossen sein könne, wird kaum beruhigen, da es ein Kennzeichen falscher Theorien ist, zu ihrer Festhaltung stets neuer Hypothesen zu bedürfen. Offenbar bleibt es auch hier der späteren Wissenschaft vorbehalten, uns vollkommene Klarheit zu bringen. — Der Grund des scheinbaren Widerspruchs der Thatsachen möchte darin liegen, dass, wie auch in neptunischen Bildungen (I, 139), die Schieferung des Gneises einen doppelten, theils sedimentären, theils krystallinischen Ursprung haben kann; dass Gneise vorkommen, deren Schieferung die ursprüngliche Schichtung bezeichnen, und andere, die als schiefrige Granite betrachtet werden müssen. Wo Gneislager mit Lagern anderer Steinarten regelmässig abwechseln und durch Uebergänge damit verbunden sind, wie im Wallis, in Tessin und in vielen anderen Gegenden, wird man kaum anstehn, sie als metamorphisch umgewandelte Lager und ihre mit der Stratification parallele Schieferung als eine durch die ursprüngliche Ablagerung bedingte anzuerkennen. Nicht selten scheint aber die Gneisstructur wirklich gleicher Art wie die Tafelstructur der Porphyre und Laven; so in Val Codera, südlich von Chiavenna, wo mitten im Hornblendgranit schiefrige Partieen vorkommen, die sich nach allen Seiten in das vorherrschende massige Gestein verlaufen; so auch, nach Scheerer, in dem marmorirten Hornblendgneis bei Christiania. Die meist verticale Stratification in den krystallinischen Centralmassen der Alpen scheint zum Theil letzterer Art, der Gneis derselben also ein schiefriger Granit zu sein. Wo nämlich das krystallinische Gestein an den Kalk angrenzt, ist das Gestein granitisch, ohne deutliche Structur, öfters ein glimmerreicher Quarzit; so im Hintergrund von Lauterbrunnen, in der Basis der Jungfrau; erst nachdem man die Kalkgrenze weit hinter sich zurückgelassen hat, sieht man die Glimmerblättchen eine constante Lage behaupten und das Gestein sich nach dieser in ebene Tafeln oder Straten spalten, die, steil aufgerichtet, vom Thalgrund bis in die höchsten Gräthe und Gipfel verfolgt werden können. Wo aber an der

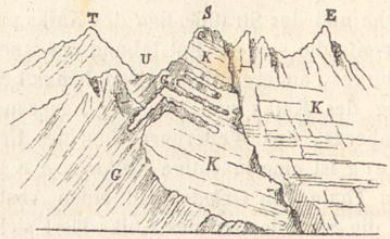
Grenze bereits der Gneis schiefrig erscheint, ist die Schieferung keineswegs der Grenzfläche und der Stratification des Kalks parallel. Ganz überzeugend tritt, einerseits die spätere Entstehung des Gneises im Verhältniss zu der des Kalkgebirges, andererseits die Unabhängigkeit der Gneisstructur von der Schichtung des Kalks und von der Lagerung, an den schönen Profilen des Mettenbergs, des Wetterhorns und des Urbachsattels hervor.

Am Mettenberg ist eine mächtige Kalkmasse K knieförmig umgebogen und kehrt dem Thale von Grindelwald einen Absturz von wenigstens 3000 F. Höhe zu; die Stratification des Kalks lässt sich deutlich nach der ganzen Biegung verfolgen, und man überzeugt sich auf der Höhe des Berges, dass die Schichtenfolge verkehrt liegt gegen die am Fuss bei Stieregg, im Hintergrund des unteren Grindelwaldgletschers, beobachtete. Nicht selten sieht man auch längs der Contactfläche den Gneis mit dem Kalk abwechseln, oder schmale Kalkstreifen im Gneis eingeschlossen. Zunächst am Kalk bei Stieregg, wie auf der Höhe, ist aber der an- und aufliegende Gneis regelmässig in Tafeln zerspalten, die mit ungefähr 45° südlich fallen; es ist die allgemeine Structur des Gneisgebirges, die sich unter, neben und



G—Gneis. S—das kleine Schreckhorn.
K—Kalkstein. M—Mettenberg.

über dem Kalk vollkommen gleich bleibt, ohne die geringste Beziehung zu der Lagerung. — Dasselbe Verhältniss beobachtet man auf der entgegengesetzten, oben abgebildeten Seite des Mettenbergs, wenn man im Hintergrund des oberen Grindelwaldgletschers steht, und hier, an der unteren Grenze der Kalkmasse des Wetterhorns, überzeugt man sich, dass auch zwischen dieser und der anstossenden Gneismasse dieselbe abweichende Lagerung stattfinde. — Am klarsten sind aber diese Verhältnisse an dem Abfall des Urbachsattels gegen das Urbachthal aufgeschlossen. Das krystallinische Gestein greift hier in mehreren, zum Theil wohl ½ Stunde langen Verzweigungen in das Kalkgebirge ein und hat dasselbe zum Theil auch umgewandelt; doch ist die NO. fallende Schichtung des Kalks deutlich geblieben und ihr parallel erstrecken sich auch die Keile des



G—Gneis. U—Urbachsattel.
K—Kalkstein. S—Stellihorn.
T—Tossenhorn. E—Engel.

Gneises. Diese aber sind zwischen den Kalkkeilen schiefrig abgesondert, und die Schieferung ist der allgemein herrschenden des Gneises parallel, mit 45° S. fallend. Einer der obersten Kalkkeile ist gebrochen und sein südliches Ende folgt der Schieferung des Gneises. — Der an allen diesen Stellen auftretende Gneis gehört aber dem ausgedehnten Gneisgebirge der Berneralpen, oder der Finsteraarhornmasse, an, und nothwendig muss, wenn hier seine Schieferung als eine von der Sedimentbildung unabhängige erkannt worden ist, diese Folgerung auf das ganze Gebirge ausgedehnt, es muss der Gneis der Grimsel, der Schöllenen, des Krispalt, als ein schiefriger Granit betrachtet werden, und man sieht sich gezwungen, denselben Schluss auch auf die krystallinischen Schiefer des Montblanc, des Gotthard und der übrigen Centralmassen der Alpen auszudehnen. Höchst auffallend ist die, zwar nicht ganz fehlende, aber doch weit unter der Erwartung bleibende metamorphische Einwirkung auf den Kalk. Auf beiden Seiten von Gneis umschlossene Kalkstraten von kaum mehr als 1 Zoll Dicke haben, weder die graue Farbe, noch den unkrystallinischen sedimentären Charakter verloren; deutlich erhaltene Belemniten und Ammoniten finden sich fast an der Contactfläche; der Eindruck, den die nähere Untersuchung zurücklässt, ist der einer ruhigen Durchdringung, wie etwa in einander verzweigte Schlamm- und Sandsteinmassen ihn hervorrufen. Nur an wenigen Stellen, im Verhältniss zum Ganzen, ist der Kalk gefärbt, dolomitisch, von Talkblättern durchzogen, oder krystallinisch, und im letzteren Fall selten weiss, meist ist er auch dann grau oder schwarz geblieben; von Granat, Idokras, Epidot und anderen Contacterzeugnissen sieht man keine Spur. Und doch kann der Gneis seine Schieferung erst nach dem Eindringen und Ueberlagern erhalten haben, und wenn man hieraus auf einen Zustand feuriger Flüssigkeit zurückschliesst, so sollte die Hitze an den Keilenden, sowohl dem Grade als der Dauer nach, hoch genug gewesen sein, um allen Bedingungen der grossartigsten Contactmetamorphose zu genügen.

Feldsteinporphyr.

Bei der engen, durch einfache Uebergänge bewiesenen Verbindung der Porphyre mit dem Granit sind die meisten Ergebnisse und Zweifel, die sich auf die Entstehung des letzteren beziehen, auch auf jene anwendbar. Nach mineralogischen Charakteren stehen aber die Porphyre auch den neueren Laven sehr nahe, die dichteren Aetnalaven sind von alten Feldsteinporphyren kaum zu unterscheiden, und es ist daher nicht unerwartet, wenn in diesen Steinarten, weit mehr als im Granit, die Spuren des früheren flüssigen Zustandes hervortreten, die metamorphischen Beziehungen dagegen zurückgedrängt erscheinen. Es sind allerdings directe Beweise eines Uebergangs neptunischer Steinarten in Feldsteinporphyre weniger häufig beobachtet worden, und Zwischengesteine, welche regelmässig die einen mit den anderen verbänden, wie etwa der Gneis die Schiefer mit dem Granit, oder die grünen Schiefer den Flysch mit dem Serpentin, fehlen. Beinahe überall wo Porphyre auftreten, zeigt sich zwar wohl ein allmähliger Uebergang zwischen Porphyr und Sandstein: der Porphyrteig nimmt Geschiebe auf und wird nach und nach lockerer, es entstehen Trümmerporphyre und Porphyrconglomerate, in die bald verhärtete Schieferletten oder Thonsteine eingreifen, und mit diesen wechseln zuletzt Sandsteine, welche vegetabilische Ueberreste und Kohlen enthalten; oder, der Porphyr geht zuerst, durch das Verschwinden der Feldspathkrystalle, über in Thonstein, der dann weiterhin als Cement von Conglomeraten und Sandsteinen erscheint. Es können jedoch in der Mehrzahl dieser Fälle die Conglomerate und Sandsteine nicht als Urmasse der Porphyre betrachtet werden; sie werden von diesen in Gängen durchbrochen und in ihrer Lagerung gestört, sind also von der Porphyrbildung selbst unabhängig, oder sie enthalten selbst Trümmer und Geschiebe von Porphyr und sind daher gleichzeitig oder später entstanden. — Dennoch fehlt es auch nicht an Stellen, wo man die Porphyre nicht, wie vorhin, auf der letzten Stufe ihrer Entwicklung, sondern auf ihrer ursprünglichen Bildungsstätte zu sehen glaubt. In dem Gebirge zwischen Bergamo und Veltlin erscheint Porphyr als ein Gestein, das den Uebergang der Flyschschiefer des Hauptkammes mit den rothen Conglomeraten des Südabhanges vermittelt. Auch am Sandhubel in Bündten, nördlich vom Davoser Landwasser, sprechen die Verhältnisse weit mehr für eine Entstehung des Porphyrs und Porphyrschiefers aus dem rothen sandigen Schiefer und Galestro durch Verdichtung oder Schmelzung, als für die Umwandlung der letzteren Gesteine durch die ersteren. In den Gebirgen von Tarare, nördlich von Lyon, hat Gruner in einem zum Theil prismatisch abgesonderten, grünen Feldspathgestein, das die bewährtesten Beobachter als Porphyr beschrieben hatten, einen umgewandelten Sandstein erkannt; Dufrénoy ist überzeugt, dass in den Gebirgen von Foréz der ältere Thonschiefer durch Umwandlung in Porphyr übergegangen sei.

In den Vogesen wird an vielen Stellen der Granit vom Todtliegenden durch stockförmige Massen eines Thonsteines getrennt, der bald porphyrartig als Thonporphyr oder Trümmerporphyr, bald dicht als erdiger Eurit erscheint, zuweilen auch prismatische Absonderung, oder leere und ausgefüllte Blasenräume zeigt; diese Bildung enthält aber auch vegetabilische Ueberreste, hie und da lässt sie Schichtung bemerken, sie geht in Sandstein über, und es lässt sich nicht bezweifeln, dass sie durch Metamorphose aus einem ursprünglich neptunischen Sediment hervorgegangen sei (Puton). In den Ardennen sind Lager von Porphyr, mit Quarzkörnern und weissen oder rosefarbenen deutlichen Albitkrystallen in einer blaulichen Feldsteingrundmasse, gleichförmig dem Thonschiefer untergeordnet; an der oberen und unteren Grenze werden diese Lager schiefrig, die Feldspathkrystalle verlieren sich, und es findet ein unmerklicher Uebergang in den anstossenden Thonschiefer statt (Omalius d'Halloy). Im südlichen Norwegen verlaufen sich Porphyr und Sandstein so allmählig in einander, dass man nicht angeben kann, wo die eine Steinart aufhört, die andere beginnt. Da der Porphyr hier die Decke, der Sandstein die Basis bildet, so kann der letztere nicht aus der Zerstörung des Porphyrs hervorgegangen, es muss das Mittelgestein beider ein durch den feurig flüssigen Porphyr veränderter Sandstein sein, oder der Porphyr selbst muss sich aus dem Sandstein entwickelt haben (Keilhau, Durocher).

Trachyt.

Sogar für den so ausgezeichnet vulcanischen Trachyt fehlt es nicht an Belegen eines metamorphischen Ursprungs, welche die Ansicht, dass trachytische Lavaströme aus grosser Tiefe stammen und als ein Erguss des flüssigen Erdinneren zu betrachten seien, als sehr zweifelhaft erscheinen lassen. In Ungarn scheint, nach Beudant, zwischen Trachyt und trachytischen Conglomeraten dasselbe zweideutige Verhältniss zu bestehen, wie anderwärts zwischen rothem Porphyr und Todtliegendem. Während in der Mehrzahl der Fälle das Conglomerat, wie vulcanische Tufe, aus der Zerstörung des massigen Trachyts, oder aus der Agglomeration der ausgeworfenen Eruptionsmassen hervorgegangen zu sein scheint, glaubt man zuweilen auch umgekehrt einen Uebergang der Tufe in festen porphyrartigen Trachyt wahrzunehmen. Auf den griechischen Inseln Milo und Cimolis kann man, nach Boblaye und Virlet, sich vollständig überzeugen, wie, durch den Einfluss der noch thätigen vulcanischen Dämpfe, trachytische Tufe umgewandelt werden, theils in alaunhaltende, zellige Mühlsteinquarzite, identisch mit den Mühlsteinporphyren in Ungarn, theils in quarzreiche grüne Porphyre, welche neu entstandene Krystalle von glasigem Feldspath einschliessen. Auf der Insel Imbros, am Ausgang der Dardanellen, kann man in allen Zwischenstufen den Uebergang eines ziemlich groben Arkosesandsteins in Jaspis und aus diesem in deutlichen Tra-

chytporphyr verfolgen; an der Stelle, wo der letztere Uebergang statt findet, lassen sich Spuren früherer vulcanischer Thätigkeit erkennen.

2. Trappgesteine.

(*Diallagtrappe* (I, 314).

Die Entstehung des Serpentins durch Metamorphose wird erwiesen durch sein Vorkommen in Afterkrystallen, so wie durch die Nester und Streifen von Serpentin, die sich als Contacterzeugnisse bei Predazzo, in Val Pechele, zu Aker und sonst noch, im Kalk zeigen. In den grossen Serpentinrevieren von Toscana, Piemont, Wallis, Graubündten ist die constante Verbindung von Serpentin mit grünen Schiefern und Flysch eine der hervortretendsten Thatsachen; mitten in Glimmerschiefer- und Gneisgebirgen kann man darauf rechnen, da, wo Einlagerungen von Serpentin vorkommen, auch gewöhnlichen grauen Flysch zu finden. In Toscana und auf Elba verläuft sich der Gabbro-rosso durch alle Zwischenstufen in Serpentin; eben so in Graubündten das aus den grünen Schiefern hervorgegangene dichte Epidotgestein. In den alpinischen Schiefergebirgen ist man oft in Verlegenheit, ob man die Steinart Talkflysch oder Serpentin heissen solle, indem die Schieferungsflächen den Habitus des anstossenden Talkflysches, der Querbruch den des Serpentins zeigt, an einzelnen Stellen auch das Gestein in massigen Serpentin übergegangen ist. Im Malenco-thal, N von Sondrio, streichen bedeutende Massen von Serpentin, welche ganz die Schieferstructur des angrenzenden Glimmerschiefers theilen und wiederholt mit Glimmerschiefer abwechseln. Dieselbe enge Verbindung zwischen Serpentin, Glimmerschiefer und Talkschiefer haben die französischen Geologen auf der griechischen Insel Tenos beobachtet, und es als unmöglich erklärt, diese Steinarten zu trennen. Am Ural ist der Serpentin überall gleichförmig zwischen Thonschiefer, Chlorit- oder Talkschiefer eingelagert. — In den nämlichen Gegenden, wo diese Thatsachen für den metamorphischen Ursprung des Serpentins sprechen, findet man aber die Steinart auch unter Verhältnissen, die auf einen früheren lavaartigen Zustand hinweisen: in Gängen fremdartige Massen durchsetzend, an der Oberfläche des Bodens über neptunische Formationen ausgebreitet, auf anstossende Steinarten energisch einwirkend. Dieselbe Serpentinmasse, die nach einer Seite schiefrig und mit anderen Schiefergesteinen innig verflochten ist, zeigt nach einer andern sich massig, mit scharfer Begrenzung gegen das Nebengestein, in wulstartigen, liegenden Gängen es durchziehend, oder in mächtigen Stöcken aus ihm hervorstehend. — Mit dem Serpentin sind die beiden Gabbroarten, Graniton und Euphotid, zu enge verbunden, als dass ihr Ursprung ein wesentlich verschiedener sein könnte. Ein directer Uebergang aus dem gewöhnlichen Schiefer in diese massigen Gesteine wird vermittelt durch den Diallagschiefer, der in Graubündten,

oberhalb Stalla, mit schiefrigem Serpentin, Cipolinkalk und Talkschiefer dem mannigfaltig entwickelten grünen Schiefer untergeordnet ist.

Hornblendtrappe (I, 311).

In Gneis- und Glimmerschiefergebirgen sind Hornblendschiefer eine der gewöhnlichsten Einlagerungen, und bei grösserer Mächtigkeit verliert das Gestein die Schieferstructur und bildet Bänke von Hornblendfels. Wie der Serpentin mit Flysch, so stehen diese Hornblendlager meist mit Kalk- oder Marmorlagern in Verbindung und enthalten oft auch Granat. Ein wiederholter Wechsel regelmässiger Lager von Glimmerschiefer, Hornblendschiefer, Eklogit und Marmor, wie bei Candoglia und in den Gebirgen nördlich vom Lago Maggiore, oder in der Nähe von Glatz in Schlesien und in vielen anderen Gegenden, kann nur als metamorphische Bildung begriffen werden. — Aus Gabbro-rosso entwickelt sich Diorit fast eben so häufig als Serpentin; der Schalstein in Nassau kann nicht von Diorit getrennt werden, und auch die grünen Schiefer in den Alpen und in Italien gehen nicht selten in Hornblendgesteine, Diorit und Dioritporphyr über. In vielen Gegenden gehören Serpentin und Diorit offenbar derselben Bildung an; beide Steinarten müssen auf gleiche Art entstanden sein. — Nicht weniger entschieden, als diese Thatsachen für den metamorphischen Ursprung der Hornblendgesteine, sprechen andere für ihren ursprünglich geschmolzenen Zustand. Die Ophite in den Pyrenäen scheinen als zähflüssige Massen aus der Tiefe gestiegen zu sein; die Schichtung ist in ihrer Nähe gestört und aufgerichtet; die Steinarten sind im Contact umgewandelt (Dufrénoy). Die Hornblendgesteine in der Bretagne zeigen sich, sowohl als gleichzeitige Einlagerungen im Gneis, als in Gängen, die auf das Nebengestein umändernd eingewirkt haben (Dufr.). Der mit Schalstein verbundene Diorit von Dillenburg ist kaum zu trennen von den Dioriten des Thales der Nahe, welche mit den Agatmandelsteinen von Oberstein zusammenhangen (Steininger). Der Grünstein bei Berneck im Fichtelgebirge ist meistens mandelsteinartig und zeigt am Schlossberge regelmässige prismatische Zerklüftung; bei Gefrees geht er über in körniges und schiefriges Hornblendgestein (Goldf. u. Bisch.). Im Ural hat Diorit und Dioritporphyr, oft mit Serpentin vereinigt, an vielen Stellen das Gebirge durchbrochen und sich in Kuppen und hohen Gipfeln seinem Rücken aufgesetzt (Rose).

Augittrappe (I, 307).

Die Belege eines metamorphischen Ursprungs dieser Gruppe werden an Klarheit und Anzahl weit übertroffen von den Beweisen ihres lavaartigen Ergusses, da ja Augitporphyr und Basalt als Hauptglieder derselben auftreten. Das seltene Vorkommen des Augits in den metamorphischen

Gesteinen, sein Vorherrschen in den Laven, scheint im Zusammenhang zu stehen mit der Beschränkung dieser Gruppe auf die jüngsten Perioden der Erdgeschichte. Ganz fehlen indess die Verbindungsglieder mit neptunischen Bildungen auch hier nicht. Am Ural hat Rose die metamorphischen, grünen Schiefer als schiefrigen Augitporphyr beschrieben, weil sie wie dieser Augitkrystalle einschliessen; die Structur des Augits ist jedoch stets, theilweise oder gänzlich, in die der Hornblende übergegangen, d. h. die Krystalle sind nicht reiner Augit, sondern Uralit, die Steinart nähert sich dem Diorit. In den Vogesen sind grosse Steinbrüche in einer ungeschichteten Felsart eröffnet, welche zum Theil alle Charaktere eines Trapps oder Melaphyrs besitzt, eine dunkelgrüne oder braunrothe, sehr dichte, wie gefrittete Grundmasse mit ausgesonderten Feldspathkrystallen; diess Gestein enthält aber auch viele Ueberreste von Pflanzen der Steinkohlenbildung, und im Fortstreichen geht es nach und nach über in Thonschiefer oder in Grauwacke (Puton). Bei Predazzo (tovo di vena) glaubt Fournet in einem Theil der bisher als Augitporphyr betrachteten schwarzen Gesteine, durch Syenit umgewandelte Mergel zu erkennen, worin sich Uralitkrystalle entwickelt hätten. Am ersten könnte man versucht sein, die regelmässig stratificirten Trappmassen als metamorphische Bildungen anzusprechen, wenn, nach mehreren Lehrbüchern, die Stratification als ein wesentlicher Charakter neptunischer Sedimentbildung gelten soll. Das Trappgebirge, welches beinahe die Hälfte von Island bedeckt und sich an den Küsten in mehrere tausend Fuss hohen Felsmauern erhebt, ist regelmässig horizontal geschichtet; so weit das Auge reicht, lässt sich keine Aenderung in der Mächtigkeit und im Parallelismus der einzelnen Schichten erkennen, jede ist von den angrenzenden verschieden in der Farbe, im Korn oder in Structur- und Mischungsverhältnissen, mit ihnen wechseln Einlagerungen von Thon, Sandsteinen und Conglomeraten. Krug v. Nidda betrachtet die verticalen Trappgänge, welche an vielen Stellen die stratificirte Masse durchbrechen, als die Canäle, durch welche die Lava aufgestiegen sei, und auf dem Meeresgrund habe sich dieselbe unter dem Druck des Oceans horizontal ausgebreitet. Aehnliche Verhältnisse zeigt die Somma am Vesuv (I, 291), wo es jedoch schwer hält, sich von dem Zusammenhang der Gangmasse mit den Lavastraten des Berges zu überzeugen. — Ein noch wenig betretener Weg zur Lösung der Frage über den Ursprung dieser Steinarten öffnet sich von Seite der directen Beobachtung, durch schärfere Untersuchung der Uebergänge, die an mehreren Stellen zwischen Augittrappen und anderen metamorphisch-massigen Steinarten vorzukommen scheinen. Bei Predazzo und auf Monzoni, wo Granit, Syenit, Dolerit und Augitporphyr durch einander verwachsen sind, ist es bis jetzt nicht gelungen, die Verbindungsweise dieser Steinarten genügend aufzuklären; beinahe scheint es, sie entwickelten sich alle aus einer gemeinschaftlichen aphanitischen Grundmasse. In gleich enger Ver-

bindung zeigt sich oberhalb Biella, an der Strasse nach der Mad. d'Oropa, Syenit, Serpentin und ein dem Melaphyr ähnlicher schwarzer Porphyr. Auf der Alp Mussa brechen die ausgezeichnet schönen Drusen von Diopsid und Granat im Serpentin (Sismonda). In ähnlicher Verbindung erscheinen Augit und Granat zugleich mit Hornblende als Begleiter von Magneteisenstein bei Arendal in Norwegen (Scheerer). In den Trappgebirgen am Südende des Hundsrück sind, sowohl Hornblendtrappe mit Diallagtrappen, als diese mit Augittrappen durch unmerkliche Uebergänge verbunden (Warmholz). Das reichste Feld zu diesen Untersuchungen bietet sich im Ural dar, wo bereits die schwankende Stellung des so allgemein verbreiteten Uralits zwischen Augit und Hornblende auf eine enge Verbindung zwischen Augit- und Hornblendtrappen hinweist, wo, am Auschkul im Serpentin, statt des gewöhnlichen Diallag, deutlicher Augit eingewachsen ist, und Augitporphyr, Diorit und Serpentin mit grünem Schiefer, Chloritschiefer und Talkschiefer als herrschende Steinarten auftreten (Rose). — Die ursprüngliche Masse der Laven und Basalte suchte man früher im Granit; man glaubte jene Steinarten als geschmolzene Granite betrachten zu sollen (Guettard, Desmarest; in neuerer Zeit P. Scrope, Daubeny u. a.); directe Versuche führten Saussure zu der Ueberzeugung, nicht Granit, sondern Diorit (Roche de corne) sei der Urstoff der Laven gewesen, eine Ansicht, die auch Dolomieu theilte; de Montlozier nahm an, jede Steinart könne durch das, wie er mit Dolomieu glaubte, eigenthümliche vulcanische Feuer in Lava umgewandelt werden; noch andere (Steininger, Wilke) hielten den Basalt für umgewandelten Sandstein oder Thonschiefer. Die Vergleichung der Bestandtheile zeigt, dass die Substanzen, aus denen die Laven und Augittrappe bestehn, obgleich grösstentheils dieselben, die im Granit, Diorit und auch in manchen Grauwacken und Thonschiefern vorkommen, doch in den ersteren Steinarten wesentlich anders gemischt sind, als in den letzteren, so dass jedenfalls bei der Umwandlung eine Entfernung oder ein Hinzutreten einer gewissen Menge des einen oder anderen Bestandtheils angenommen werden müsste, wodurch die Aufgabe zu einer unbestimmten wird.

Literatur. Ueber Granit und Gneis: I, 332, *ferner*: Rozet, *la région ancienne de la chaine des Vosges;* Hogard, *le système des Vosges*, 1837; Zippe, *Bullet. géol.* 1845, *II.* 266; Virlet, *Bull. géol.*, 1845, *III*, 94; Fuchs, *Ansichten über Gebirgsbildung*, *Leonh. u. Br.* 1838; Sismonda, *osserv. geol. Mem. di Torino;* Fournet, *géol. d'une partie des alpes* 1842 *et* 1845; —, *surfusion du quarz dans les roches erupt. Ann. de Lyon u. Compt. rend.*, 1844; Scheerer, *über die Bildungsgeschichte des Gneuses*, *Karst. Arch. XVI*, 1842; —, *Skizzen aus Norwegen*, *Leonh. u. Br.* 1843; v. Buch, *über Granit und Gneis*, *Berl. Akad. für* 1842; v. Seckendorff, *Petref. im Harzgranit*, *Leonh. u. Br.* 1831.

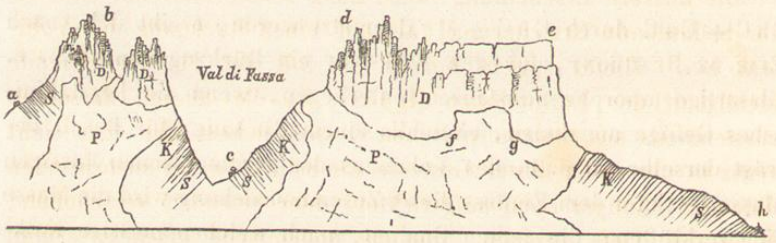
Ueber Feldspathporphyr: *I*, 325; Dufrénoy, *le Centre de la Fce. Explic. de la carte de Fr. I*, 1841; Puton, *métamorph. de cert. roches des Vosges*, 1838; Rozet, u. Hogard, *s. o.*; d'Omalius d'Halloy, *mém. géol.* 1828; —, *géol. de la Belgique*, 1842; Elie de Beaumont, *le massif des Ardennes, Explic. de la c. de Fr. I*, 1841.

Ueber Trachyt: *I*, 322; Boblaye et Virlet, *expéd. de Morée*, 1833.
Ueber Diallagtrappe: *I*, 317; Reuss, *Beob. im südl. Tyrol*, *Leonh. u. Br.*, 1840; Boblaye et Virlet, *s. o.*
Ueber Hornblendtrappe: *I*, 314; Warmholz, *das Trappgeb. am südl. Rande des Hundsrück*, *Karst. Arch. X*, 1837; Steininger, *Gebirgskarte der Länder zw. Rhein u. Maas*, 1822; Dufrénoy, *la presquile de Bretagne*, *Expl. d. l. c. de Fr.*; Sismonda, *osserv. geol. M. di Tor.*
Ueber Augittrappe: *I*, 311; Puton, *métamorph. s. o.*; Fournet, *explor. géol. du Tyrol*, *Bull. géol.* 1845, *III.*

48. Rückzug metamorphischer Gesteine.

Kaum wird je eine Gesteinsmasse in ihrer Aggregation oder chemischen Beschaffenheit eine Veränderung erleiden, ohne dass zugleich eine Vergrösserung oder eine Abnahme ihres Volumens statt fände. Das specifische Gewicht des gemeinen Kalksteins ist 2,5, dasjenige des Marmors 2,7; es wird daher ein Cubicfuss Kalkstein, der in Marmor übergeht, nur den Raum von 0,93 C. F. einnehmen, oder einen Rückzug von 7 p. c. erleiden. Ein ähnlicher Rückzug findet statt, wenn Sandstein sich in Quarzit, oder Thon in Thonschiefer umwandelt. Dass bei Umwandlungen häufig eine Verminderung des Volumens eintrete, geht auch hervor aus dem Hohlsein der meisten pseudomorphen Krystalle. Unter der Voraussetzung, dass bei dem Uebergang von Kalkstein in Dolomit $\dot{C}a\ddot{C} + \dot{C}a\ddot{C}$ durch $\dot{C}a\ddot{C} + \dot{M}g\ddot{C}$ ersetzt werde, ergibt sich, nach Elie de Beaumont, für den Kalkstein ein Rückzug von 12 p. c. Glasartige amorphe Substanzen unterliegen, wenn sie krystallinisches Gefüge annehmen, ebenfalls einem Rückzug; für Basalt beträgt derselbe 10 p. c. des Volumens der geschmolzenen flüssigen Masse. — Unter dem Einfluss dieser Zusammenziehung wird die Masse sich zerklüften; die feinen Spalten, nach welchen massige Kalksteine und Dolomite unter dem Schlag des Hammers in kleine Stücke zerfallen, die rhombische Zerspaltung härterer Schiefer und Sandsteine, vielleicht auch die Drusenräume und Höhlen der Dolomite, die grösseren Klüfte und Spalten vieler Gebirge, sind als Wirkungen des Rückzuges zu erklären. Die der Stratification ähnliche Tafelstructur, oder die schalige Ablosung massiger Steinarten lässt sich zum Theil auf diesen Ursprung zurückführen. Für die Granitbuckel der Umgebungen von Stockholm und Gothenburg und die concentrisch sie umschliessenden Gneisschalen hat von Buch diess zur Evidenz nachgewiesen. Wie die erstarrten Schollen an

der Aussenfläche eines Lavastromes, oder wie die Eistafeln eines aufthauenden Flusses, werden die losgetrennten Schalen metamorphischer Gesteine durch die innere Bewegung der sich zurückziehenden Masse sich über einander verschieben und reiben. Die hiedurch entstandenen polirten Flächen und Spiegel unterscheiden sich von den durch Verwerfung erzeugten (I, 397) durch ihr Vorkommen auf den Hauptflächen der schaligen oder tafelförmigen Felsmassen, während die letzteren in der Regel sich auf Querspalten zeigen. Beispiele von polirten, durch Rückzug entstandenen Flächen sieht man: im Alpengranit an der Grimsel, auf Gneis in der Trontano-schlucht bei Domo-d'Ossola, in Schweden bei Stockholm und Gothenburg; vielleicht dass auch die glänzenden Ablosungsflächen der Serpentinmassen hier ihre Erklärung finden. — Aus dem Rückzug erstarrender Massen leitet von Buch ein nicht selten vorkommendes Lagerungsverhältniss zwischen eruptiven und stratificirten Bildungen ab: in mehreren Fällen neigen sich diese den ersteren zu, als ob sie von ihnen wären in die Tiefe zurück gezogen worden. So fallen in Südtyrol die Kalksteine und Sandsteine von allen Seiten dem Melaphyr zu.



P — Melaphyr
D — Dolomit
K — Kalkstein
S — Sandstein

a — S. Pellegrino
b — Sasso Vernale
c — Vigo
d — Rosengarten

e — Schlern
f — Seisser-Alp
g — Cipit
h — Castelruth.

In den Alpen sieht man die Kalk- und Schieferbildungen, welche am Fuss der krystallinischen Centralmassen hervortreten, gegen die Axe dieser Massen einfallen; so auf beiden Seiten der Massen des Montblanc, der Grimsel, der Selvrettagebirge. Dass diese Lagerung keine ursprüngliche sein könne, geht schon aus der oft steilen Schichtenstellung und dem relativ geringen Alter der Kalkbildungen hervor. Auch sieht man bei Orsières den

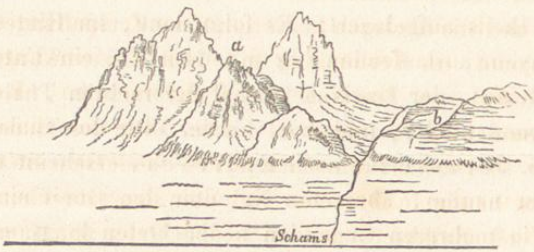
Kalk dem Gneis, auf dem südlichen Abhang des M. Catogne, in einer mächtigen Tafel aufgelagert, und das ganze V. de Ferrex aufwärts, und auf dem Col de Grapillon selbst, sind zur Rechten Kalk und schwarze Schiefer dem Gneis der Montblanckette, theils an-, theils aufgelagert, Es folgt dann, im Hintergrund des nach Cormayeur auslaufenden Ferrex-thales, eine Unterbrechung dieser Gesteine; der Gneis setzt auf der rechten Thalseite bis in den Thalgrund nieder, und erst von der Mitte des Thales an, vom Fuss der G. Jorasse bis nach Entréves, erscheint diese Kalkbildung von neuem, aber nun N, unter den Gneis einfallend. — Auch die in mehreren Gegenden beobachteten langsamen Einsenkungen (I, 386, 393) lassen sich auf dieses Princip zurückführen, und von dem Rückzug sich in der Tiefe umwandelnder Massen herleiten.

Literatur. Elie de Beaumont, *form. des anhydrites etc.*, *Bull. géol. VIII*, 1837; v. Buch, *über Granit u. Gneis*, *Berl. Akad.*, 1842; Braun, *von den Felsspiegelflächen*, *Leonh. u. Br.*, 1842.

49. Zunahme des Volumens metamorphischer Gesteine.

Die äussere Erscheinung weist nicht selten eher auf eine oft sehr bedeutende Erweiterung, als auf einen Rückgang des Volumens hin. Hiefür spricht bereits die mit der Tiefe wachsende Mächtigkeit der Formationen (I, 152), da die älteren derselben grösstentheils aus metamorphischen Gesteinen bestehn; man sieht ferner in der Nähe dieser Gesteine die Schichten der anstossenden Bildungen häufiger noch aufgerichtet, oder seitwärts verschoben, als in die Tiefe gezogen, und die Bodenfläche erscheint erhöht und wie angeschwollen; in mehreren Fällen auch scheinen metamorphische Massen in teigähnlichem Zustande hervorgepresst worden zu sein; man glaubt endlich an einzelnen Stellen in der Nähe der umgewandelten Massen noch die ursprüngliche zu erkennen, und diese zeigt dann stets weit geringere Mächtigkeit, als die ersteren. Die buckelförmigen Anschwellungen der Rauchwacke in der Nähe der Anhydritstöcke haben ganz das Ansehn breiartig hervorgedrängter Massen. Die auffallende Höhe, zu welcher mitten aus einer flacheren Umgebung viele Dolomitberge sich erheben, wie der S. Salvadore bei Lugano, oder die mächtigen Kofel

der Tyroleralpen, mag frühe schon den Glauben an ein Herauswachsen der Berge aus der Erde erzeugt haben. Auf der Westseite von Schams in Bündten glaubt man den Beweis der Rich-



tigkeit dieser Annahme vor Augen zu haben: der hohe, aus verworren durch einander verschlungenen Dolomit- und Rauchwackemassen bestehende, furchtbar zerrissene Kalkberg a scheint offenbar derselben Lagerfolge angehört zu haben, die man in geringer Entfernung noch als flachen, horizontal stratificirten Kalkstein b in natürlicher Lage sieht. — Eine Täuschung in der Beurtheilung dieser Verhältnisse kann allerdings daher entstehn, dass die metamorphischen Gesteine oft der Erosion grösseren Widerstand leisten, als die unveränderten. Das mächtige Emporragen der grünen Schiefermassen aus den Flyschketten der Alpen, das kuppenförmige Hervortreten der Ophiolithe oder dioritischen Gesteine aus ihrer Umgebung, ist offenbar der späteren Entblössung zuzuschreiben. — Die Ursache einer Vermehrung des Volumens muss wohl vorzugsweise in dem Hinzutreten neuer Stoffe gesucht werden; nicht selten wird auch die in Folge innerer Bewegung und Erschütterung entstandene Aufhebung der Cohäsion und Zertrümmerung wesentlich dazu mitgewirkt haben. Betrachtet man den Anhydrit als entstanden aus $\dot{C}a\ddot{C}$ durch Austausch von $\ddot{C}$ gegen $\ddot{S}$, so ist, nach Elie de Beaumont, diese Umwandlung verbunden mit einer Zunahme des Volumens im Verhältniss von 1 : 1,2852, oder das Volumen des Anhydrits übertrifft dasjenige des Kalksteins beinah um ein Drittel. Lässt man den Kalkstein in Gyps oder $\dot{C}a\ddot{S} + 2\dot{H}$ übergehn, so verhält sich das ursprüngliche zum neuen Volumen wie 1 : 2,0177. Aus dem geringen Unterschied

des specifischen Gewichts der meisten Gebirgsarten folgt ohnehin, dass jeder Zutritt neuer Bestandtheile von einer entsprechenden Vermehrung des Volumens begleitet gewesen sein muss. — Der innere Druck dieser nicht mehr Raum findenden Massen auf ihre Umgebung und die hiedurch hervorgerufene Zerspaltung des Nebengesteins scheint, in Verbindung mit Contacteinwirkungen, öfters die Entstehung von Breccien und Conglomeraten, Reibungsconglomeraten, veranlasst zu haben. Die dolomitische Rauchwacke, die so constant die Anhydrit- und Gypsmassen begleitet, geht häufig in Breccien und Conglomerate über; zugleich erscheinen oft Kalkbreccien, oder der Gyps selbst enthält eine Menge eckigter Kalkstücke. Eben so häufig stehn Serpentinmassen mit Conglomeraten in Verbindung; der Serpentin geht oft selbst in eine Breccie über, die gewöhnlich durch Kalkspath oder Magnesit verküttet ist (Baldissero bei Ivrea, Prato bei Parma); auch der Gabbro-rosso, der Jaspis, der grüne Schiefer, die als Begleiter von Serpentin und Gabbro auftreten, verlaufen sich häufig in Breccien und Conglomerate (Davos, Rocchetta, Elba). Auf der Serpentinlinie, die sich von Parma bis Tortona erstreckt, enthält das Serpentinconglomerat grosse Blöcke von Hornblendfels, Syenit und einem ausgezeichneten Granit (I, 332); der Stammort dieser Gesteine ist unbekannt, sie scheinen aus der Tiefe losgerissen zu sein. Die Mehrzahl gangartig aufgestiegener Trappmassen, besonders Basalte, sind von Conglomeraten und Breccien begleitet, welche Trümmer des Trapps, gemengt mit Trümmern der angrenzenden Felsarten, zuweilen auch Gesteine enthalten, deren Stammort in der Tiefe gesucht werden muss. Bei Urach in Würtemberg sind Gänge im Jurakalk, die sich nach oben auskeilen, nach unten öffnen, mit Basaltconglomeraten ausgefüllt, die nothwendig in die Höhe gepresst worden sein müssen; am Karfenbühl schliessen diese Conglomerate sehr viele scharfkantige Bruchstücke von Jurakalk ein (v. Leonh.). Im Rothen Porphyr des Eisackthales unterhalb Castelruth bilden Porphyrconglomerate mächtige Einlagerungen. Die Brecciporphyre, die so ausgezeichnet bei Baden-Baden und in den meisten Porphyrgegenden auftreten, können nur durch eine Zertrümmerung bereits erstarrter Massen und eine neue Verküttung

ohne längeres Rollen oder Fluthen entstanden sein. Bei Tharand, zwischen Dresden und Freiberg, grenzt der Porphyr auf der einen Seite an Gneis, auf der anderen an Thonschiefer; in der Nähe beider Grenzen geht er über in Conglomerate, deren Porphyrteig auf der einen Grenze Gneistrümmer, auf der anderen Thonschiefertrümmer umschliesst (v. Leonh.). In den Alpen möchte man versucht sein, mehrere Conglomerate, die in räthselhaften Lagerungsverhältnissen vorkommen, als Reibungsproducte zu erklären; so die Sandsteine, Breccien und Conglomerate, theils Kalksteintrümmer, theils Bruchstücke von Quarz, Gneis, Granit, zuweilen von Hausgrösse, einschliessend, die häufig Einlagerungen oder stockförmige Massen in den Kalk- und Flyschalpen bilden (Sepey, Niesenkette, Habkeren, Bolgen); vielleicht auch die meist zu grösseren Gebirgsmassen angehäuften Conglomerate, die im Inneren der Alpen meist in enger Beziehung zu den krystallinischen Centralmassen stehen (Valorsine, Glarus, Davos, Bergamaskerthäler). Derselbe Ursprung würde dann auch den Conglomeraten des toscanischen Verrucano zukommen (Cap Corvo, M. Pisani).

Literatur. Elie de Beaumont, *s. o.*; v. Buch, *Briefe über Süd-Tyrol*, 1824; v. Leonhard, *Basaltgebilde*, 1832; —, *popul. Geologie II*, 1838.

50. Verhältniss zu der Configuration des Landes.

Die lineare Entwicklung des Metamorphismus, analog dem Auftreten vulcanischer Reihen und Zonen, und der linearen Verbreitung der Erdbeben und Gangsysteme, ist auch in der Erstreckung metamorphischer Gesteine und in ihrem Einfluss auf die Gestaltung des Bodens nicht zu verkennen. Sie tritt deutlich hervor in den viele Meilen weit fortsetzenden Gypslinien der Alpen, die meist zwar den Formationsgrenzen folgen, zuweilen aber auch verschiedene Formationen und Gebirgszüge schief durchsetzen. Die nördliche grosse Gypslinie der westlichen Schweizeralpen folgt vom Thunersee aus westwärts dem Fuss der Niesenkette, greift bei Bex tief in den Liaskalk ein und setzt, jenseits der Rhone, in Val d'Illiers, in jüngere Kalkbildungen über; eben so die südliche Gypslinie, die von Siders aus das Rhonethal schief durchschneidet, nach Bagne übersetzt und durch beide Ferrex-thä-

ler längs dem südlichen Fuss der Montblanc-masse fortstreicht. Noch auffallender zeigt sich diese Selbständigkeit im Streichen der Serpentinlinien. Die grosse Serpentinmasse von V. Tournanche liegt in der Richtung der Serpentinzone, die, nördlich vom Hauptkamm der Alpen, aus Zermatt nach Saas, Antrona und V. Vigezzo fortstreicht und auch diesseits des Hauptkammes von der Gestaltung des Bodens ganz unabhängig erscheint. In den Alpen von Graubündten setzt eine Serpentinzone, senkrecht auf den Alpenzug, von Sondrio dureh V. Malenco und Oberhalbstein bis gegen Domleschg fort. Selbst der Gneis zeigt zuweilen ein ähnliches Verhalten. Die Gneiszone, die von der Ruytor-masse her durch V. d'Aosta und V. Pellina über den Col d'Erin nach dem Weisshorn, M. Leone und dem Quellbezirk der Maggia fortstreicht, durchschneidet alle Ketten und Thäler und steht mit der äusseren Gestaltung des Gebirges in keiner engeren Verbindung. Andere Gneislinien der Alpen erscheinen dagegen als sehr hervorragende Theile des Gebirges, und es ist die Richtung seiner Längenerstreckung vorzugsweise durch sie bestimmt worden. So die schmale Gneiszone, die von Vizille bei Grenoble, mit geringer Unterbrechung, geradlinigt bis in die Gegend von Martigny fortsetzt; so ferner die grosse Gneismasse der Centralalpen zwischen der Gemmi und dem Tödi; so die centrale Masse, über welche die Tauernpässe führen. — Wo aber die metamorphischen Steinarten nicht in Verbindung mit weit verlängerten Gebirgssystemen vorkommen, tritt ein linearer Charakter derselben keineswegs entscheidend hervor; sie erscheinen flächenweise, den vulcanischen oder sismischen Regionen analog, ausgebreitet, und, wie in diesen, sind kleinere Linien und Zonen oft grösseren Regionen untergeordnet. Wer den Metamorphismus nur als eine Contactwirkung begreift, denkt sich unter diesen weiten Flächen umgewandelter Gesteine ausgedehnte Granit- oder Porphyrmassen verborgen; eine Annahme, die jedoch nur dann einigen Halt gewinnt, wenn man, wie in Skandinavien, durch die allgemein verbreitete Gneis- und Glimmerschieferdecke, sporadische Massen eruptiver Gesteine wirklich hervorbrechen sieht. So sind die Anhydrit- und Steinsalzmassen in Schwaben und anderen Gegenden über weite Räume verbreitet, ohne dass man ein Gestein

Antrona, S. Maria Marobbia Thal. Mte Torio.

anzugeben vermöchte, dessen Einfluss die Umwandlung zugeschrieben werden könnte. So wagt es auch selbst Durocher nicht, die breiten Zonen talkiger Schiefer an der unteren Loire und in der Bretagne mit sichtbar hervorgetretenen massigen Gesteinen in Verbindung zu bringen. Die Serpentinzonen der Alpen gehören einer grossen Serpentinregion an, welche Piemont, Ligurien, einen Theil von Corsica, Toscana, Modena und Parma umfasst. Gneis, Glimmerschiefer und verwandte Steinarten sind in Skandinavien, Brasilien, Guiana und in anderen Gegenden des Erdbodens über weit ausgedehnte Länder verbreitet.

51. Altersbestimmung metamorphischer Gesteine.

Das relative Alter metamorphischer Gesteine, oder der Epochen, in welchen die Umwandlungsprocesse statt gefunden haben, lässt sich beurtheilen, theils aus dem unmittelbaren Zusammenhang der umgewandelten Gesteine mit Felsarten, deren Stellung in der Altersfolge der Formationen (I, 148) bekannt ist, theils aus den Lagerungsverhältnissen der metamorphischen Gesteine und aus dem Contacteinfluss, den sie auf Nebengesteine von bekanntem Alter ausgeübt haben. Auf beiden Wegen der Untersuchung erhält man die Ueberzeugung, dass diese Processe in sehr verschiedenen Epochen statt gefunden und sich aus den ältesten bis in die neuesten Zeiten der Erdgeschichte fortgesetzt haben. — Die Entstehung der Gneise und Glimmerschiefer muss in vielen Gegenden in unbestimmbar alte Zeiten zurückgehn, da die ihnen aufgesetzten Uebergangsbildungen nicht von der Umwandlung ergriffen wurden und daher jünger zu sein scheinen. — Dagegen steht der Gneis des Schwarzwalds und der Vogesen mit Grauwacke, Thonschiefer und anderen Felsarten des Uebergangsgebirges in so enger Verbindung, dass man ihn als durch Umwandlung dieser Steinarten entstanden betrachtet; auf die unmittelbar aufgelagerten Bildungen des älteren Secundärgebirges hat sich aber diese Umwandlung nicht ausgedehnt. Der Gneis und Glimmerschiefer, welcher in Graubündten und im Berner-Oberland Kalksteine der mittleren Secundärzeit bedeckt und an der Nufenen Belemniten einschliesst, muss jünger sein, als jene Kalksteine. — In Glarus

sind es die jüngsten Secundärformationen, welche in bunte Thonschiefer und gneisartige Gesteine übergegangen sind. Der Marmor von Carrara oder des M. Pisano geht über in petrefactenführenden Kalkstein, dessen ursprüngliche Ablagerung höchstens in die mittlere Secundärzeit hinaufreicht; die Metamorphose muss zwischen dieser und der jüngeren Tertiärzeit statt gefunden haben, indem sie auf die Bildung der subapenninischen Hügel nicht eingewirkt hat. In der Nähe der Alpen hat dagegen auch die Molasse, welche aus der jüngeren Tertiärzeit herstammt, metamorphische Einwirkungen erlitten. — Mit grösserer Sicherheit ist diese grosse Altersverschiedenheit in Bezug auf die krystallinisch massigen Gesteine ausgemittelt worden; da ihr Aufsteigen in Gängen, ihre Ueberlagerung neptunischer Formationen, und die von ihnen ausgeübten Contacteinflüsse feste Anhaltspuncte gewähren konnten.

Granit und Syenit.

Ob irgendwo ein Granit oder Syenit vorkomme, den man mit Sicherheit für älter als die älteste geschichtete Bildung halten könne, ist schwer zu bestimmen und bleibt einstweilen zweifelhaft. In den Conglomeraten des ältesten Uebergangsgebirges in England und Schottland hat man bis jetzt keine Trümmer von Granit gefunden. In der Bretagne ist ein feinkörniger Granit sehr verbreitet, der häufig in Gneis übergeht; er bildet niemals Gänge in dem aufliegenden Uebergangsgebirge und scheint daher älter als dasselbe; ein porphyrartiger, mit Syenit verbundener Granit hat sowohl jenen älteren Granit als das Uebergangsgebirge in Gängen durchbrochen. Die Grauwacke bei Klausthal am Harz enthält Trümmer von einem Granit, der verschieden ist vom Brockengranit, und älter als die Grauwacke, oder als das jüngere Uebergangsgebirge sein muss. In den Gebirgen bei Lyon durchziehn Granitgänge den Gneis bis an seine obere Grenze, ohne in die aufgelagerte Kohlenformation einzudringen; es ist daher dieser Granit jünger als der Gneis jener Gegend, aber älter als das jüngste Uebergangsgebirge. — Zahlreichere Thatsachen sind in neuerer Zeit zum Beweis einer späteren Entstehung des Granits gesammelt worden; doch hat man das Gewicht mehrerer wieder in Zweifel gezogen, indem die Verhältnisse eine Ueberschiebung des bereits erstarrten Granits über jüngere Bildungen und nicht ein Ueberfliessen geschmolzener Massen wahrscheinlich machen; so die Ueberschiebung von Granit und Syenit über das jüngste Secundärgebirge von Meissen über Weinböhla bis Liebenau, in einer Erstreckung von 17 geogr. Meilen. Auch in den Alpen mögen einzelne Fälle von Auflagerung granitischer Gesteine auf jüngere Formationen sich durch Ueberschiebung oder Umbiegung erklären lassen; allgemein aber

reicht diese bequeme Annahme nicht aus. — Den zuverlässigsten Beweis späterer Entstehung des Granits gibt sein Aufsteigen und Eindringen ins Nebengestein in Gängen. Granit und Syenit, oft Zirkon führend, haben bei Christiania sowohl den Gneis als das ältere Uebergangsgebirge gangartig durchbrochen. Am Harz bildet der Granit der Rosstrappe Gänge in der Grauwacke. Auf der Insel Arran verzweigt sich der Granit vielfach in den aufliegenden metamorphischen Schiefer, und, da man in den Conglomeraten des rothen Sandsteines des Uebergangsgebirges (Old red sandstone) vergebens nach Granitgeschieben sucht, so scheint der Granit jünger als dieser Sandstein. Bei Predazzo und auf Palle rabbiose in Tyrol gehört der im Contact mit Granit und Syenit in Marmor umgewandelte Kalkstein wahrscheinlich der älteren Secundärzeit an. Auf der Insel Sky hat der Syenit dieselbe Umänderung am Liaskalk bewirkt. In den Pyrenäen ist in der Nähe des Granits, sowohl Jurakalk, als Kalk der Kreideperiode in Marmor übergegangen. Die Fucoidenschiefer, die auf Elba von Granitgängen durchsetzt werden, gehören der jüngsten Secundärzeit an. Das Vorkommen tertiärer Granitbildungen ist bis jetzt nicht mit Sicherheit nachgewiesen worden.

Feldspathporphyre.

Die untere Altersgrenze der Feldspathporphyre ist eben so schwer zu bestimmen, wie die der oft enge damit verbundenen Granite. In den Umgebungen von Lyon bestehn die Conglomerate des Uebergangssandsteins (terrain silurien anthraxifère) zum Theil vorherrschend aus granitischem Porphyr, der mithin vor der Ablagerung jener Grauwacke erstarrt gewesen sein muss. Ein brauner Euritporphyr, der in den Vogesen vorkömmt, ist deutlich von höherem Alter, als die ihm aufgelagerte Steinkohlebildung. Der rothe Quarzporphyr ist am Harz und in Thüringen so enge verbunden mit dem Rothliegenden, dass die Entstehung beider Formationen in dieselbe Zeit fallen muss; die Conglomerate des Rothliegenden enthalten sehr viel Porphyrgerölle. Es lässt sich dieser Porphyr scheiden in einen älteren, hellrothen, mit vorwaltender Grundmasse und einen jüngeren, dunkel blutrothen, mit vorwaltenden Gemengtheilen. Dieselbe enge Verbindung und Gleichzeitigkeit des Rothen Porphyrs und des Rothliegenden zeigt sich in Sachsen, Schlesien, in den Vogesen u. a. Gegenden. In dem Gebirgszug des l'Esterel bei Fréjus erscheint der Rothe Porphyr von gleichem Alter mit dem Bunten Sandstein. Derselben Zeit vielleicht gehören die Massen von Rothem Porphyr an, die von Biella über Lugano nach Süd-Tyrol und weiter ostwärts fortsetzen. In der älteren Secundärzeit hat sich jedenfalls dieses Gestein im mittleren Europa am mächtigsten entwickelt; doch ist es keineswegs auf diese Epoche beschränkt geblieben. Der Rothe Porphyr, der in Davos und auf dem Gipfel der Kleinen Windgelle in Uri vorkömmt, kann nicht älter sein, als der Kalk der

Oolith- oder jüngeren Secundärzeit, mit dem er in engster Verbindung steht. Bei Pila unterhalb S. Ilario, auf Elba, scheint der Rothe Porphyr sogar den Macigno durchbrochen zu haben.

Trachyt.

Von den verschiedenen Abänderungen des Trachyts kommt einzig dem Pechstein ein höheres Alter zu. Wenn auch der Pechstein des Tribischthales bei Meissen wirklich jünger wäre als der Porphyr des Rothliegenden (Cotta), so kann seine Entstehung doch kaum in die jüngere Secundärzeit herabgehn, da an anderen Stellen in Sachsen diese Pechsteine in engstem Zusammenhang mit den Thonsteinen des Rothliegenden stehn (Beudant). Auch der schwarze Pechstein von Grantola und Cunardo ist als secundär zu betrachten. Dagegen scheinen die Pechsteine von Arran, Egg und Sky der dortigen Trappbildung anzugehören, welche zuverlässig jünger ist, als der Jurakalk, und vielleicht selbst als die Kreide. Phonolith und die verschiedenen Arten des Trachyts haben sich vorzüglich, wo nicht ausschliesslich, in den jüngsten Zeiten entwickelt und ihre Bildung setzt sich noch jetzt fort. Die Trachyte der Euganeen überlagern die jüngste Secundärbildung und werden von keinen neueren neptunischen Formationen bedeckt. In Ungarn soll, nach Beudant, die Trachytbildung zwischen die Secundär- und Tertiärperiode fallen; es ist jedoch die dort vorkommende Tertiärbildung, welche über dem Trachyt liegen soll, eine der jüngsten des Tertiärgebirges, und bei Grätz sind die Trachyte jünger als diese Bildung, oder höchstens gleichzeitig. So auch die Phonolithe des Hegau und die Trachyte des Siebengebirges. Auch die Trachyte des südlichen Frankreichs bedecken die jüngsten Tertiärablagerungen.

Diallagtrappe.

Die Bildungsperiode der Serpentine und Gabbro scheint ungefähr dieselbe zu sein, wie die der Feldsteinporphyre, die Epoche ihrer grössten Entwicklung aber, in einem beträchtlichen Theil von Europa, in die jüngere Secundärzeit zu fallen. In Schlesien ist ein älterer Serpentin dem Glimmerschiefer untergeordnet, ein jüngerer scheint eine Parallelbildung des Thonschiefers; beide sind älter als die Steinkohlenbildung (v. Buch). Auch im Fichtelgebirge ist der Serpentin, nahe an der Granitgrenze, dem Gneis eingelagert (Goldf.). Im Harz haben die Diallagtrappe (Pyroxengesteine Hausm.), die Grauwacke und den Thonschiefer des jüngeren Uebergangsgebirges durchbrochen, verändert und gehoben; und diese Umwälzung, welche vorzugsweise dem Gebirge seine Gestalt gab, ist vor der Ablagerung der Steinkohlenbildung erfolgt. Im inneren Frankreich kommen beträchtliche Massen von Serpentin in Verbindung mit Gneis vor;

ihre Bildung fällt zwischen die Ablagerung des bunten Sandsteins und des Lias (Dufrénoy). Im Wallis können die mit dem Serpentin vielfach verwachsenen Schiefer, da sie Belemniten und Ammoniten einschliessen, höchstens bis zur Liasepoche hinaufreichen. In Graubündten, im Apennin, in Toscana ist der Serpentin offenbar jünger als der Macigno, das jüngste Glied des Secundärgebirges. Auf Elba wird jedoch dieser Serpentin von Granitgängen durchbrochen, und es müssen also diese einer noch späteren Zeit angehören.

Hornblendtrappe.

Die eine Altersgrenze dieser Gesteine steigt bis in die Zeiten des Uebergangsgebirges hinauf, die andere fällt in die jüngste Secundärzeit. Dioritgesteine erscheinen als Einlagerungen in den ältesten Sedimentmassen vieler Gneis- und Glimmerschiefergebirge. Als Eruptivgestein ist in Frankreich der Diorit, sowohl in den Gebirgen zwischen der Loire und der Rhone und Saône (Rozet), als im Westen (Rivière), vorzugsweise zur Zeit der Kohlenbildung und unmittelbar nach derselben aufgetreten, früher also als die Ablagerung des Vogesensandsteins. Auch in England kommen Trappgänge vor, welche die Kohlenbildung durchschneiden, an dem aufliegenden Rothliegenden aber abbrechen. Bei Parpan in Graubündten überlagert und metamorphisirt ein ausgezeichneter Amphibolith Kalksteine und Schiefer, die höchstens der Jura-, vielleicht gar der Kreidezeit angehören. Im Gebiet der südlichen Alpen und in Italien geht der Serpentin so häufig in Diorit über, dass die Bildungszeit beider Steinarten dieselbe sein muss, auch der Diorit demnach erst nach der Ablagerung des Macigno entstanden sein kann. Die Ophite der Pyrenäen sind sogar neuer als das jüngere Tertiärgebirge und nur der Kiesausfüllung der Thäler vorausgegangen (Dufrénoy).

Augittrappe.

Es gehören diese Gesteine, wie die Trachyte, vorzugsweise den jüngeren und jüngsten Perioden der Erdgeschichte an, und ihre Bildung dauert gegenwärtig noch fort. Von den verschiedenen Abänderungen dieser Trappe ist der Augitporphyr die älteste. Die enge Verbindung, in welcher diese Steinart am Ural mit Diallag- und Hornblendtrappen steht, deutet auf ein höheres Alter derselben hin, das jedoch, wie auch bei Christiania, wegen des Ausbleibens jüngerer neptunischer Formationen, sich nicht bestimmter ausmitteln lässt. Die Durchbrüche und Ueberlagerungen der Augittrappe am südlichen Rande des Hundsrücks erfolgten gegen das Ende der Bildung der Steinkohleformation, und die Ablagerung der ältesten Secundärbildung, des Rothliegenden, geschah, theils gleichzeitig, theils später (Warmholz). Der Augitporphyr in Fassa und in den Venetianer Alpen ist jünger als das ältere und vielleicht auch als das jüngere

Secundärgebirge, wenn die Dolomitmassen, welche diesem Gebirge aufgesetzt sind, wirklich dem Jurakalk angehören. Der nach seinen Bestandtheilen mit dem Augitporphyr übereinstimmende Dolerit setzt diese Altersfolge bis in die neueste Zeit fort. Der Dolerit des Kaiserstuhls ist jünger als das von ihm durchbrochene Secundärgebirge, älter als der ihn bedeckende diluviale Löss. Eben so geht der Ursprung der doleritischen Trappmassen in Island, Schottland, Irland höchstens in die Tertiärzeit zurück. Dolerite der neuesten Zeit sind die Laven des Aetna. Das erste Auftreten der Basalte fällt an das Ende der Secundärzeit. In den Hügeln von Vicenza und am M. Baldo wechseln Basalte und basaltische Tufe mit Lagern der jüngsten Kreideformation. Dagegen sind die Basalte des südöstlichen Frankreichs, so wie diejenigen des Westerwaldes und des Vogelsgebirges jünger als die letzte Tertiärbildung, und ihre Entwicklung, die eine sehr lange Zeitdauer voraussetzt, fällt in die sogenannte Diluvialzeit. An diese Basalte schliessen sich unmittelbar die basaltischen Laven der erloschenen und noch thätigen Vulcane an. In den Vogesen scheint der Augitporphyr älter zu sein, als der Vogesensandstein, jünger dagegen als das Rothliegende, seine Entstehung demnach in die Zeit des älteren Secundärgebirges zu fallen (Hogard).

Mit Ausnahme des Trachyts, Dolerits, Basalts und der neueren Laven, sind demnach die verschiedenen massigen Gesteine in den ältesten wie in neueren Zeiten hervorgetreten; ihre Formationsbedingungen haben sich während der Transitions- und Secundärzeit, zum Theil selbst später noch, wiederholt erfüllt gefunden. In welchen Verhältnissen des von der Umwandlung bearbeiteten Urstoffs, oder veränderter Temperatur, oder verschiedenen Drucks der Grund zu suchen sei, dass den älteren geologischen Perioden die glasigen Feldspathlaven und die basaltischen Gesteine, die in den neueren Zeiten ein so bedeutendes Uebergewicht behaupten, grösstentheils fehlen, während die kieselreichen Granite und Quarzporphyre meist auf jene Zeiten beschränkt bleiben, lässt sich einstweilen nicht bestimmen.

VI. ERHEBUNG VON LAND UND GEBIRGEN.

52. Einleitung.

Die Schwere, obgleich die Ausgleichung aller Unebenheiten und inneren Höhlungen der Erde ihr letztes Ziel ist, kann doch auf verschiedene Weise vorübergehend auch die Entstehung von Hügeln, Gebirgen und Hochflächen veranlassen. Aus der Ablagerung der durch vulcanische Thätigkeit ausgeworfenen Stoffe entstehn Eruptionskegel (I, 281); zähflüssig hervordringende oder schnell

erstarrende Substanzen, Laven, Schlamm, Reibungsconglomerate, häufen sich an über ihren Ausgängen und bilden Lava- und Schlammkegel (I, 285, 287), oder massige Kuppen und Dome (I, 298); es können ferner einzelne Massen, nach der Erosion, dem Einsturz oder dem Einsinken ihrer Umgebungen, sich in ihrem ursprünglichen Niveau erhalten haben und über der neu gebildeten tieferen Fläche als Hügel und Gebirge erscheinen (I, 362, 391). In der, nach ihrem hervortretendsten Charakter, als Wärme bezeichneten Thätigkeit des Inneren der Erde liegt aber ein weit fruchtbareres und allgemeineres Princip zur Erklärung der Unebenheiten der Erdfläche und der Entstehung der Gebirge; der Druck, der von der Tiefe her auf die äussere Erdrinde ausgeübt wird, ist, möchte man glauben, bestimmt, theilweise die Wirkungen der Schwere wieder aufzuheben und einer allgemeinen Verflachung entgegenzustreben. Unter dem Einfluss des Metamorphismus können die Gesteine der Oberfläche Aenderungen des Volumens erleiden und zu Hoch- und Gebirgsland anschwellen; es kann auch der Druck tiefer liegender Massen, die durch Hitze oder Umwandlung sich auszudehnen streben, ihre Decke, wenn sie biegsam und dehnbar ist, zu Gewölben auftreiben, oder als spröde Gesteinmassen sprengen, den zerknickten Rand der Kluft aufrichten, oder seitwärts verschieben; es wird dieser Druck vorzüglich auch von Dämpfen ausgeübt werden, von deren Gewalt die vulcanischen Phänomene und Erdbeben zeugen, und die auch im Metamorphismus thätig gewesen sein müssen. Je nachdem der Impuls auf einen einzelnen Punkt, auf eine Spalte, oder auf eine ausgedehntere Fläche einwirkt, wird eine centrale, eine lineare, oder eine Flächen-Hebung erfolgen, die gehobene Masse wird sich als ein Kuppengebirge, eine Gebirgskette, oder Hochebene gestalten, und auf einer höheren Entwicklungsstufe finden diese drei Typen sich wiederholt in centralen Gebirgssystemen, Gebirgszonen und Continenten. — So können auch die Thäler entstanden sein, nicht nur durch die Auswaschung oder das Einsinken einer früher sie ausfüllenden Masse, sondern auch durch die Aufrichtung oder das Aufsteigen ihrer Seitengebirge; zu den Erosions- und Einsturzthälern (I, 360, 388) treten, als dritte Classe, die Hebungsthäler.

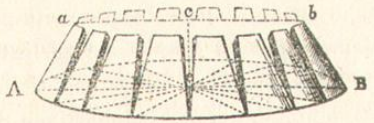
Das Vorkommen von Seethierüberresten auf Gebirgen hatte schon in früher Zeit die Ueberzeugung gegeben, dass das Meer meist das jetzige feste Land bedeckt habe, und die mit Erdbeben und vulcanischen Erscheinungen vertrauten Griechen und Römer hatten nicht gezögert, die Trockenlegung des Landes mit den in der Tiefe thätigen Kräften in enge Verbindung zu setzen. Nach Strabo, *de geographia*, *I. et VI*, sind durch die Gewalt unterirdischer Dämpfe nicht nur Inseln, sondern ganze Continente aus dem Meeresgrund erhoben worden, mehrere Länder haben sich ferner abwechselnd in verschiedenen Zeiten über und unter dem Meeresspiegel befunden, indem die durch Hebung trocken gelegten später wieder zurücksanken. Gegen die im Mittelalter herrschend gewordene Ansicht, dass die fossilen Muscheln von der noachischen Fluth herstammten, erhob sich Fracastoro, *museum Calceolarii*, 1517, (cit. v. Brocchi) und wies nach, dass die Thiere an den Fundorten ihrer Ueberreste gelebt und sich fortgepflanzt haben müssten. Auf das Vorkommen dieser Ueberreste und auf die von ihm deutlich erkannte Schichtung der Kalkgebirge gründete Stenon, *de solido intra solidum contento*, 1669, und *Fragmens de Stenon par* Elie de Beaumont, *Ann. des sc. nat. XXV*, 1831, seine Theorie mehrfacher Meeresbedeckungen und des Ursprungs der Gebirge durch die schiefe und verticale Schichtenstellung der ursprünglich horizontal gebildeten Sedimente; in Folge von Erdbeben und vulcanischen Kräften, welche die Schichten zerbrochen und umgestürzt hätten. Mit mehr Bestimmtheit noch wurde diese Ansicht von Hooke, *a discourse of earthquaques*, *Posth. Works*, 1705, ausgesprochen: „Erdbeben, sagt er, haben Ebenen in Gebirge, Gebirge in Ebenen umgewandelt, Meere in Land und Land in Meere, durch sie kamen Muscheln, Knochen, Pflanzen auf Gebirge und in Gegenden, wo man jetzt überrascht wird, sie zu finden.“ Nahe übereinstimmend sprach sich aus Ray, *physico-théol. disc.* 1692. Es blieb jedoch die Begründung und weitere Entwicklung dieser Lehren Italien vorbehalten. Lazzaro Moro, *de' crostacei che si trovano su'monti*, 1740, beruft sich auf die 1707 bei Santorin aus dem Meere aufgestiegene Insel und analoge Thatsachen, vorzüglich auch auf die Beobachtungen von Vallisneri, *dei corpi marini*, 1721, und Scheuchzer, *herbar. diluv.*, 1709, und *itin. alp.*, 1723, um die Entstehung der Gebirge und die Aufrichtung, Krümmung und Zerknickung ihrer Lager durch vulcanische Kräfte zu beweisen. Seine Lehre gewann an Klarheit und überzeugender Kraft durch die Erläuterungen von Generelli, *de crostacei etc.*, 1749. Auch Pallas, *observ. sur la formation des mont.*, 1777, obgleich mehr neptunischen Ansichten zugeneigt, nimmt an, dass vulcanische Thätigkeit die europäischen Kalkalpen, die früher Korallenbänke und Muschelbänke gewesen seien, aufgeworfen habe. Fichtel, *Bemerk. über die Karpathen*, 1791, machte aufmerksam auf den Unterschied der Eruptionsvulcane von blasenartig erhobenen vulcanischen Gebirgen ohne Krater und Lavaströme. Im Gegensatz mit diesen Theorien hatte man früher schon

das Wasser als Hauptagens der Erdgestaltung betrachtet; die einen Gebirge sollten, als primitive oder Urgebirge, von Anfang her bestanden haben, die anderen, als secundäre, von dem später sich zurückziehenden Meere abgelagert worden sein. Viele Geologen bemühten sich, ihre Darstellung der mosaischen Urkunde anzupassen und die Herleitung der Petrefacten von der noachischen Fluth festzuhalten. In England, wo damals Alles der herrschenden Theologie dienen musste, fanden Ansichten dieser Art vorzüglich Beifall; so die phantastischen Systeme von Burnet, *telluris theoria sacra*, 1680, Woodward, *natural history of the earth*, 1695, Whiston, *new theory of the earth*, 1696. In ähnlichem Geiste schrieb de Maillet, *Telliamed, entretiens sur la diminution de la mer*, 1755. Auch Leibnitz, *Protogæa*, 1749 (aber schon 1691 geschrieben), zieht es vor, das Meer von den Alpen abfliessen, als eine so gewaltige Masse durch eine von unten her wirkende Kraft erheben zu lassen. Grossen Ruf erwarb sich in Deutschland, durch seine Vertheidigung der kirchlichen Ansicht, Silberschlag, *Geogenie, oder Erkl. der mosaischen Erderschaffung*, 1780. Zu diesen neptunischen Principien bekannten sich, unter steter Berücksichtigung der Theologie, die Schweizer J. Scheuchzer, *sur l'origine des montagnes, Mém. de l'Acad.*, 1708, J. G. Sulzer, *vom Ursprung der Berge*, 1746, Bertrand, *sur l'origine des montagnes, Mém.* 1766; und mit beinah leidenschaftlichem Eifer, der unermüdliche J. A. de Luc, *lettres phys. et morales*, 1776, und *lettres sur l'hist. phys. de la terre*, 1792. Wie der neueste Theoretiker Boucheporn, *études sur l'hist. de la terre*, 1841, liess Sulzer die primitiven Gebirge entstehen durch die innere Spannung, welche erfolgen musste, als die früher kugelförmige Erde durch die Rotation in ein Sphäroid überging. Durch den Einfluss von Buffon, *théorie de la terre*, 1749, und *époques de la nature*, 1778, und des berühmten Lehrers in Freiberg, A. G. Werner, wurde gegen das Ende des Jahrhunderts die neptunische Lehre, einer Entstehung der Gebirge durch Niederschläge und successiven Rückzug des Meeres, die allein herrschende, und selbst H. B. de Saussure, *voyages dans les alpes*, 1779—96, obgleich mit allen Einwürfen, welche die Natur dieser Doctrin entgegensetzt, wohl bekannt, wagte es nicht, sich davon loszusagen. Von Schottland her gewann die beinah vergessene vulcanische, oder, nach neuerer Benennung, plutonische Theorie der Italiener neue Kraft. J. Hutton, *theory of the earth*, 1795, und J. Playfair, *explications*, 1802, schlossen aus der schiefen und verticalen Stellung der Straten, aus ihrer Biegung und Quetschung und aus dem gangartigen Aufsteigen des Granits und Trapps in die aufgelagerten Formationen auf eine von unten her wirkende Kraft und fanden diese wieder in der Wärme, durch welche die Sedimente des Meeresgrundes zu festen Steinarten wären erhärtet worden. Nächst den in Schottland gesammelten Thatsachen, dienten vorzüglich auch die von de Saussure über die Alpen bekannt gemachten Beobachtungen der Hutton'schen Theorie zur Grundlage. Die vielen Be-

lege, die für sie zeugten, wurden bedeutend vermehrt und allgemeiner bekannt durch die Arbeiten von Macculloch, *descr. of the Western Islands*, 1819, Necker, *voyage en Ecosse*, 1821, Boué, *essai sur l'Ecosse*, 1822, —, *mém. géol. sur l'Allemagne*, 1822, *J. de Ph. XCV.* Die sicherste Stütze aber gewährten ihr die richtigeren und umfassenderen Begriffe über vulcanische Thätigkeit, Erdbeben und die Bedeutung der massigen Steinarten, welche seit dem Anfang des Jahrhunderts durch von Humboldt und von Buch wissenschaftliches Gemeingut geworden waren.

53. Theoretische Resultate.

Die Versuche, aus allgemeinen Principien oder durch Rechnung die Wirkungen eines Stosses oder Drucks von unten auf die Erdrinde zu bestimmen, können nur bezwecken, die bereits durch Beobachtung gefundenen Thatsachen im Zusammenhang darzustellen, und zugleich dem Urtheil, ob diese Thatsachen mit dem vorausgesetzten Princip vereinbar seien, bestimmtere Anhaltspuncte zu gewähren. Entscheidende Resultate sind nicht zu erwarten, weil fast alle Voraussetzungen, aus denen sie abgeleitet werden, willkührlich bestimmt werden müssen. — Unter der Annahme, dass ein centraler Stoss oder der Druck von Dämpfen auf den Punkt C die radialen Splitter des Kreises AB zu einem Kegel aufrichte, zeigen Dufrénoy und Elie de Beaumont, dass diese Splitter sich nach oben zu immer weiter von einander entfernen, und dass ihre oberen Spitzen in einem Kreise liegen müssen, dessen Halbmesser von der Böschung des Kegels abhängt. In der Wirklichkeit wird dieser Kreis stets beträchtlich grösser sein, weil die Spitzen der Splitter abbrechen und in das Innere zurückfallen müssen.



Bezeichnet R den unteren Halbmesser AC, r den oberen ac, H die Höhe Cc, ϑ die Böschung aAC, so ist, wenn Aa=AC,

$$r = R\,(1 - \cos\vartheta) = 2R\sin^2\tfrac{1}{2}\vartheta = H\tan\tfrac{1}{2}\vartheta;$$

die Summe S aller zwischen den aufgerichteten Splittern befindlichen Räume wird mit genügender Annäherung gegeben durch

$$S = \frac{1}{2}\pi H^2$$

und ist also unabhängig von R. Bei gleicher Höhe der Kegel wird also die Summe der Zwischenräume gleich sein, welches auch die Basis sei; nur vertheilt sie sich, wenn der Kegel flach ist, auf eine grössere Seitenfläche. Bei zunehmender Höhe wächst diese Summe und ist dem Quadrat der Höhe proportional. — Ein nach diesem Princip entstandener Berg wird die Gestalt eines vulcanischen Kegels mit Krater besitzen; die Abhänge werden von Thalschluchten, Barancos, Runsen, durchfurcht sein, die ursprünglich sich nach dem oberen Rand zu öffnen und in der Tiefe schliessen, bald aber durch die Erosion der Hydrometeore die umgekehrte Gestalt erhalten müssen. Es ist ferner zu erwarten, dass die innere Structur der Gebirgsmasse die ursprünglich horizontale Bildung ihrer Bestandtheile noch werde erkennen lassen, dass also die Gebirgsmasse sich als stratificirt darstellen, dass die Schichten den Abhängen parallel und nach ihrer ganzen Ausdehnung von gleicher Mächtigkeit sein werden.

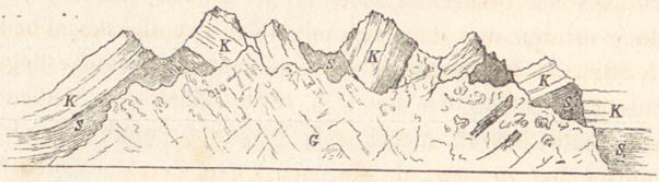
Die vielfache Krümmung und Durchflechtung der Straten, die sich besonders in krystallinischen Schiefergebirgen oft sehr auffallend zeigt, ist eine der Thatsachen, die von einer Theorie vorzugsweise berücksichtigt werden muss. Es deutet die Erscheinung auf einen starken Druck und eine Quetschung, die auf die Straten in der Richtung ihrer Flächenausdehnung, bei horizontaler Lagerung also von der Seite her, eingewirkt haben. Durch künstliche Versuche ist es James Hall gelungen, die Natur hierin täuschend nachzuahmen, indem er verschieden gefärbte Lagen von weichem Thon auf einander schichtete, die Masse stark belastete und von der Seite her zwischen eisernen Platten zusammenpresste. — Zuweilen jedoch wird die Verwirrung so gross, die zartesten Adern sind so vielfach in einander verschlungen, dass man sich eher zu der Annahme hingedrängt sieht, die verschiedenartigen Substanzen haben sich als Flüssigkeiten durch einander gemengt, wie flüssige Farbstoffe, die man zusammengiesst, um marmorirte Zeichnungen zu erhalten. Auf die Gneise von Norwegen, glaubt Scheerer, sei nur diese letztere Erklärung anwendbar.

Durch allgemeine Betrachtung und Zeichnung hat P. Scrope zu erläutern versucht (s. d. Fig.), wie eine aufdringende Granit- oder Porphyrmasse auf die in der Tiefe aus Schiefer, an der Oberfläche aus festem Kalk- oder Sandstein bestehende Erdrinde einwirken müsste.

Die weichere, leichter verschiebbare und biegsame Schiefermasse wird von dem aufdringenden Granit nach der Spalte fortgeschleppt und daselbst aufgestaut, daher die nachrückende Masse sich in wellenförmigen Windungen zusammenpresst; die aufliegende Kalk- und Sandsteinmasse wird durch die Entstehung und Erweiterung der Spalte und den herandringenden Granit und Schiefer seitwärts geschoben, zum Theil zerrissen, oder durch den Widerstand ihrer eigenen Masse in grösserem Abstand von der Spalte ebenfalls zu Windungen genöthigt. Es kann auch wohl die aufstossende Masse nicht die Kraft haben, den Schiefer zu durchbrechen; dann wird dieser, in Windungen zusammengepresst, oder als ein flaches Gewölbe den Granit bedecken, und auf beiden Seiten der erhöhten Schiefermasse werden schroffe Felswände der zersprengten Kalkmasse aufsteigen.

Auf ähnliche Weise hat Voltz den Fall entwickelt (s. d. folg. Fig.), da zwei auf einander liegende horizontale Formationen durch eine aufwärts dringende Porphyrmasse an vielen Stellen zerbrochen werden. Die grösseren Theile der Decke können in die untere Masse einsinken, sich darin vertical stellen, zum Theil überkippen, während der Porphyr unter ihrem Druck durch die Spalten als Gänge in die Höhe steigt. Es lässt sich nach dieser Annahme die zuweilen vorkommende scheinbare Wiederholung der Wechsellagerung zweier Formationen im nämlichen Profil erklären, so wie auch die auffallend grosse Mächtigkeit, die einigen Formationsfolgen von steiler Schichtenstellung zuzukommen scheint. An der unteren Grenze der

zerborstenen Decke werden die kleineren Trümmer derselben von dem Porphyrteig umwickelt werden und Reibungsconglomerate bilden, die wie der Porphyr selbst in die Höhe gepresst werden können.



K. Kalkstein. S. Schiefer. G. Granit.

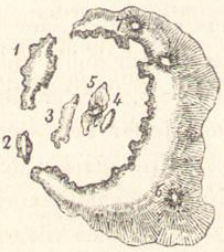
Mit Hülfe höherer Rechnung fand Hopkins, dass ein Druck von unten auf eine unbestimmt lange Zone der Erdrinde ein System paralleler Längenspalten erzeugen müsse, welche von Querspalten senkrecht durchschnitten werden, so dass die gehobene Masse sich in rechteckige Stücke theilt, welche durch Seitendruck und ungleiche Hebung oder Senkung geneigte Lagen annehmen können.

Literatur: Dufrénoy et Elie de Beaumont, *sur les groupes du Cantal etc. Mém. sur la Fr. II*, 1834; James Hall, *Trans. of the R. S. of Edinb. VII*; Scheerer, *über die Bildung des Gneuses, Karst. Arch. XVI*, 1842; P. Scrope, *on volcanos*, 1825; Voltz, *sur le redressement des strates, M. de Strasb. I.* 1830; Hopkins, *res. in phys. Geol. Cambr. Ph. Tr. VI;* Darwin, *on volc. phen. and the format. of mountain chains. Geol. Trans. V.* 1838.

54. Vulcanische Hebungen.

Alle Nachrichten über Hebungen der Erdrinde durch vulcanische Processe sind wenig bestimmt; man darf nicht erwarten, dass während der mit diesen Erscheinungen verbundenen schreckhaften Aufregung der Natur mit Ruhe beobachtet werde, ob die Erhöhung des Bodens durch ein Aufsteigen desselben, oder durch die Ablagerung der ausgeworfenen Massen erfolge; meist auch ist während des Vorgangs die Stelle von Rauch umhüllt und unzugänglich. — Die Erzählung von Ovid, dass auf der Halbinsel Methana durch die Gewalt verschlossener Dämpfe ein Berg wie eine Blase erhoben worden sei, dient nur als Beweis, dass Vorstellungen dieser Art schon im Alterthum verbreitet waren. Die Nachricht, die Strabo, vielleicht von demselben Ereigniss, mittheilt, kann auch auf

einen gewöhnlichen Eruptionsvulcan bezogen werden. Streitet man doch heute noch, ob der erst 1538 entstandene Monte Nuovo bei Pozzuoli sich durch Aufschüttung oder durch Hebung gebildet, oder ob, wie aus den neuesten Mittheilungen durch Haagen v. Mathiesen hervorzugehen scheint, der Boden zuerst eine Anschwellung erlitten und dann sich mit einem Eruptionskegel bedeckt habe (I, 282). — Die Mehrzahl der aus dem Meere aufgestiegenen Kraterinseln scheinen; wie die i. J. 1831 südlich von Sicilien näher untersuchte, durch locker aufgeschüttete Lapilli, Sand und Asche entstanden zu sein, da sie nach kurzer Zeit durch den Wellenschlag, oder durch Einsturz wieder zerstört worden sind (I, 385). — In einigen Fällen geht jedoch eine wirkliche Hebung aus den Thatsachen deutlich hervor. Die Insel Santorin im griechischen Meere ist wiederholt der Schauplatz solcher Ereignisse gewesen.



1. Therasia.
2. Aspronisi.
3. Hiera.
4. Mikro-Kaumeni.
5. Neo-Kaumeni.
6. Grosser S. Eliasberg.
7. Kleiner S. Eliasberg.

Nach heftigen Erdbeben soll i. J. 235 v. Chr. Therasia von der Hauptinsel losgerissen worden sein. Im J. 186 v. Chr. erhob sich, unter starken vulcanischen Eruptionsphänomenen, die Insel Hiera oder Palaio-Kaumeni, aus festen, auf dem Meeresboden erstarrten Laven bestehend. Auf ähnliche Weise entstand i. J. 19 n. Chr., nahe bei Hiera, eine kleine Insel Thia, die seither wieder zerstört, oder mit Hiera vereinigt worden sein muss. Im J. 712 oder 727 vergrösserte sich Hiera in Folge eines neuen submarinen Ausbruchs; ebenso i. J. 1457. Unter erneuertem Flammenausbruch und Lapilliauswurf erhob sich i. J. 1573 Mikro-Kaumeni, mit einem Eruptionskrater, theilweise aus fester, aus dem Seegrund

erhobener Lava, zum Theil auch aus Lapilli von Bimsstein, Obsidian, Trachyt und aus Asche bestehend. Die letzte Erhebung, wodurch Neo-Kaumeni entstand, begann 1707; es stieg langsam eine schwammige Bimssteinklippe über die Meeresfläche, mit ansitzenden Austern und anderen Seeproducten, fortwährend an Höhe und Umfang zunehmend; zwei Monate nach ihrem ersten Hervortreten gerieth, etwas nördlicher, das Meer in Aufruhr durch hervorbrechende Dämpfe und Rauchsäulen, während zugleich eine Reihe schwarzer Obsidianklippen aufstieg, die sich stets vergrösserten und mit früheren Massen vereinigt einen Kraterkegel bildeten, aus welchem bis zu Ende von 1711 sehr heftige Eruptionen statt fanden, und dessen Höhe über der Meeresfläche jetzt noch 335 F. beträgt. Zwischen Mikro-Kaumeni und der östlichen Hauptinsel bemerkt man in unserer Zeit eine zunehmende Erhebung des Seegrundes; es steigt eine steil abfallende Felsklippe langsam in die Höhe, wie ein Pfropf aus einer mit Sauerwasser gefüllten Flasche (Virlet). — Ob der beträchtlich hohe Vulcan, welcher 1796, in der Nähe der Insel Umnack, in der Reihe der Aleuten, entstanden ist, durch Hebung fester Felslager, oder durch Aufschüttung gebildet worden sei, wird aus den Beschreibungen nicht klar. — Das grossartigste Beispiel vulcanischer Hebung hat 1759 westlich von Mexico, auf der Querlinie der Vulcane von Orizaba, Popocatepetl und Colima statt gefunden. In einer früher reichlich angebauten Ebene, theilweise von Basaltgebirgen umgeben, erhob sich, nach vorhergegangenen heftigen Erdstössen und innerem Getöse, ein Landstrich von 3 bis 4 Quadratmeilen, später das Malpays genannt; Burkart fand den gehobenen basaltischen Boden durch einen 30 bis 35 F. hohen senkrechten Absturz gegen die frühere Ebene begrenzt. Die Oberfläche des aufgetriebenen Landes soll wie ein stürmisches Meer in Bewegung gewesen sein; es entstunden Tausende 5 bis 10 F. hoher Kegel oder Essen (*Hornitos*), aus welchen Fumarolen aufstiegen, und zugleich bildeten sich auf einer Linie von N nach S sechs Krater und mitten zwischen ihnen, als Hauptvulcan, der Jorullo; noch mehrere Wochen nachher war die Gegend weit umher durch den ununterbrochenen Auswurf von Asche in finstere Nacht gehüllt. Der Fuss des Jorullo liegt, nach v. Humboldt, 550 F., sein Gipfel 1580 F. hoch über der früheren Ebene.

Literatur: v. Hoff, *Veränderung der Erdoberfl. II*, 1824; de Buch, *iles Canaries*, 1836; Virlet, *exped. en Morée*, 1833; Fiedler, *Reise durch Griechenl.*, 1840; v. Humboldt, *Nouv. Esp.* 1811; Burkart, *Reisen in Mexiko*, 1836; Haagen v. Mathiesen, *über Entstehung des M. Nuovo u. s. w. Leonh. u. Br.* 1846.

55. Hebungen durch Erdbeben.

Nicht viel zahlreicher, aber zum Theil besser begründet sind die Thatsachen, welche Hebungen grösserer Landstriche durch Erdbeben beweisen. Sowohl das Erdbeben von Lissabon als das von Calabrien haben an einzelnen Stellen Hebungen veranlasst, obgleich, besonders zu Lissabon, die Einsenkungen weit beträchtlicher waren. — Wiederholt haben Niveauveränderungen des Bodens an der Nordküste des Golfs von Bajæ statt gefunden. Ungefähr 100 Schritte vom Ufer entfernt sind die drei aufrecht stehenden Säulen des Serapistempels bei Pozzuoli, 15 F. über dem Meeresspiegel, in einer 3 F. hohen Zone, von Meerwürmern zerfressen, und in gleicher Höhe haften an anderen Stellen der Ruine Zoophyten, Serpulen und Seemuscheln; der Boden des Tempels liegt 1 bis 1½ F. unter dem Meeresspiegel, und 6½ F. tiefer hat man einen älteren Mosaikboden gefunden, der ursprünglich, um vor dem Seewasser geschützt gewesen zu sein, wenigstens 5 F. über dem Meeresniveau gelegen haben muss, so dass für den Uferstand an dieser Stelle eine verticale Schwankung von 28 F. hervorgeht. Da das Meer während der historischen Zeit an anderen Küsten sein Niveau nicht verändert hat, so muss seit Erbauung des Tempels bei Pozzuoli der Strand sich um wenigstens 28 F. gesenkt, und später um 15 F. wieder erhoben haben. Nach vorhandenen Urkunden ist diese Hebung wahrscheinlich durch die Erdbeben bewirkt worden, von welchen 1538 die Bildung des Monte Nuovo begleitet war; sie hat auch nur einen Theil des früher eingesunkenen Landes betroffen, indem noch gegenwärtig längs der ganzen Küste des Golfs, von Pozzuoli bis Cap Miseno, 15 bis 20 F. tief unter dem Wasserspiegel, eine Menge Ruinen von Bauwerken und Strassen gesehn werden. Neueren Beobachtungen zu Folge ist gegenwärtig diese Küste wieder in einem Sinken begriffen, dessen jährlichen Betrag Niccolini auf 7 Millimeter bestimmt hat. — Aehnliche Hebungen erfolgten, nach v. Humboldt, durch die zerstörenden Erdbeben an der Küste von Cumana. — Weithin sich

erstreckende Erhöhungen des Strandes, und wohl auch des inneren Landes und des Seegrundes, sind in unserer Zeit nach heftigeren Erdbeben in Chile beobachtet worden. Das Erdbeben von 1750 soll den Meeresgrund bei Concepcion um 24 F. gehoben und die Küste um 10 engl. Meilen von der Stadt entfernt haben. Nach den zuerst vielfach bezweifelten, dann von Meyen u. A. bestätigten Angaben der Mrs. Graham hat sich, während des Erdbebens von 1822, die Küste in einer Ausdehnung von wenigstens 25 geogr. Meilen um 3 bis 4 F. gehoben; wagrechte Streifen von Uferschlamm, ansitzenden Balanus, Patellen und Serpulen an der steilen Granitküste, oder trocken gelegte Austerbänke bezeichneten den früheren Strand. Nach Meyen lassen sich diese Beweise der Hebung von Valparaiso bis Copiapó, bei 100 geogr. Meilen weit, wahrnehmen. Eine neue Hebung fand statt bei dem Erdbeben von 1835, und ihr Betrag wurde genau bestimmt durch die Messungen von Capitän Fitz-Roy. An der Nordküste der Insel S. Maria bei Concepcion fand derselbe eine Erhebung von 10 F., an der Südküste 8 F.; rings um die Insel zeigte das Senkblei 1½ Faden weniger Tiefe als vor dem Erdbeben; in der Bay von Concepcion standen die alten Uferlinien 4 F. höher.

Literatur: S. die Lit. von pag. 110. — Breislack, *voy. en Camp. I*, 1801; Pini, *opusc. scelti, XXII*; —, *Mem. d. Soc. Ital. IX*; —, *viaggio geol.* 1802; Brocchi, *Bibl. ital. XIV*, 1819; A. de Jorio, *ricerche sul tempio di Serapide*, 1820; Göthe, *zur Morphologie II*, 1823; v. Hoff, *Veränd. der Erdoberfl. I*, 1822; Bronn, *Reisen I*, 1825; J. Forbes, *phys. notices, Edinb. J. of Sc.* 1829 > *Journ. de Géol. I*, 1830; Niccolini, *rapp. sulle acque che invadono il pavimento del tempio di Serapide*, 1829; —, *Ann. di Bologna*, 1841 > *Isis* 1843 > *Leonh. u. Br.* 1841; F. Hoffmann, *Karst. Arch. III*, 1831; *Vulc. Ersch.* 1838; Lyell, *princ. I*, 1831; Babbage, *Lond. and Ed. ph. Mag. V*, 1834 > *Leonh. u. Br.* 1835; Capocci, *l'Instit.* 1837, *V.* — Greenough, *addr. for* 1834 > *Leonh. u. Br.* 1836; Freyer, *Lond. and Ed. ph. J.* 1835 > *Leonh. u. Br.* 1836; Cuming, *on the earthq. of Valparaiso, Lond. and Ed. ph. J.* 1836 > *Leonh. u. Br.* 1836.

56. Langsame Hebungen.

Im Gegensatz der langsam fortschreitenden Senkung, die im nördlichen Theil des Adriatischen Meeres, an der Küste von Grönland (I, 386) und anderwärts wahrgenommen wird, bemerkt man in anderen Gegenden ein progressives Aufsteigen des Bodens, eine zunehmende Erhebung der Uferlinien über die Meeresfläche, ein

Seichterwerden der Hafen und Buchten, eine Vergrösserung des trockenen Strandes, ohne Spuren, dass diese Bewegung eine stossartige und von Erdbeben begleitete sei. Wenn man nach einer Erklärung dieser Erscheinung fragt, so bietet sich die Annahme fortschreitender Volumenänderungen in den Grundlagen des Bodens, durch Temperaturwechsel oder Metamorphismus, als die einfachste dar: eine Vermehrung des Volumens wird Hebung, ein Rückzug Einsenkung des Bodens zur Folge haben. Betrachtet man mit Babbage die Erhebung des Bodens bei Pozzuoli als eine Wirkung der Wärme, so reicht, wenn man eine Grundlage von Sandstein voraussetzt und die lineare Ausdehnung desselben nach den Versuchen von Totten für 100° C gleich 0,00172 annimmt (p. 10), eine Wärmezunahme von 100° F. auf eine Dicke von 5 engl. Meilen, oder von 50° F. auf 10 engl. Meilen hin, um eine Anschwellung von 25 F. zu bewirken. — Ein langsam und gleichmässig fortschreitendes Aufsteigen des Landes ist zuerst, bereits vor mehr als 100 Jahren, in Schweden wahrgenommen und seither durch Messung genau ausgemittelt worden, indem man den Abstand früher zu diesem Zwecke bezeichneter Uferlinien von dem heutigen Meeresspiegel bestimmt hat. Während die Südspitze Schwedens, Skanien, sich einsenkt, Sölvitzburg, unter dem 56ten Breitegrad, unbeweglich erscheint, zeigen sich von da an nordwärts die Spuren der Hebung, sowohl an der Küste der Ostsee, als an derjenigen der Nordsee, an jener vorzüglich bei Stockholm, Gefle und weiter nördlich, an dieser von Gothenburg bis Uddevalla. Nach den Messungen von 1839 längs der ganzen Ostküste findet das stärkste Steigen statt auf Gräsö, jährlich 0^m,0156, etwas nördlicher, bei Löfgrund, wo die Ufermarken von 1731 herrühren, jährlich 0^m,0086, noch mehr nördlich, bei Ulfö, wieder 0^m,0138; das mittlere jährliche Steigen dieser Küste zwischen dem 59ten und 63ten Breitegrad ergibt sich gleich 0^m,0107, oder 1^m im Jahrhundert. Man hat diese fortdauernde Hebung bis nach Tornea und auch an der Küste von Finnland beobachtet. Die Grösse, um welche im Jahrhundert das Land steigt, ist an den verschiedenen Stellen ungleich und scheint an kein allgemeines Gesetz gebunden. An der Küste der Insel Marstrand, zwischen Gothenburg und Uddewalla, fand Lyell den Betrag der Hebung

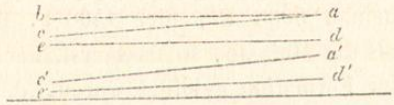
für 64 Jahre gleich 2 Fuss, oder $0^m,9278$ im Jahrhundert. — Auch in einem Theile von Dänemark und der dänischen Inseln wird, nach Forchhammer, diese Hebung wahrgenommen; die SW Grenze derselben verbindet Nyborg am Grossen Belt mit dem Nissum-Fjord auf Jütland, parallel der Gneiskette im südlichen Schweden, und die Hebung wächst mit dem nördlichen Abstande von dieser Linie. Es ist auffallend, dass dieses Steigen der Küste sich auch auf die so nahe an Skanien liegende Insel Bornholm ausdehnt, da Skanien selbst im Sinken ist (I, 386); es beträgt jedoch die Hebung auf Bornholm kaum 1 F. im Jahrhundert. — An der Küste von Ost-Sibirien, vom Ausfluss der Lena gegen den des Kolyma und die Behringsstrasse zu, ist die Ansicht allgemein verbreitet, dass das Meer sich fortdauernd zurückziehe, und man erklärt hiemit das Vorkommen der mächtigen Anhäufungen von Treibholz in weiter Entfernung vom Meere und beträchtlich hoch über der gegenwärtigen Küste. — Auch Neu-Fundland soll langsam sich heben, der Schiffsgrund wird seichter, Felsen, die vor 40 Jahren der Schifffahrt nicht hinderlich waren, erreichen jetzt das Meeresniveau. Es würde demnach Neu-Fundland einen ähnlichen Gegensatz zu dem sinkenden Grönland bilden, wie der grössere Theil von Skandinavien zu Skanien.

Die Wahrnehmung einer zunehmenden Ausdehnung der Küsten der Ostsee scheint in Skandinavien in sehr frühe Zeiten zurückzugehn. Die erste wissenschaftliche Zusammenstellung der Thatsachen gab Celsius, *Anmerk. von Verminderung des Wassers in der Ostsee*, *Abh. der Schwed. Akad.* 1743; er bestimmte nach alten Uferzeichen die Abnahme im Jahrhundert zu 44 bis 45 Zoll. Wiederholt widmete auch Linné, *de telluris habitabilis incremento*, 1743, diesem Gegenstand seine Aufmerksamkeit. Spätere Angaben findet man in Bergmann, *physik. Erdbeschr.*, 1791. Die Erscheinung, aus der man bisher auf eine Abnahme des Meeres geschlossen hatte, wurde durch ein Aufsteigen des Landes erklärt von Playfair, *illustr. of the Hutt. Theory*, 1802 und von Buch, *Reisen durch Norwegen und Lappland*, 1810. Die Resultate einer im J. 1820 veranstalteten genauen Höhenmessung aller früher eingegrabenen Zeichen wurden veröffentlicht durch Brunchona und Hällström, *Abh. der Schwed. Akad.* 1823 > Poggd. II. Eine allgemeine Darstellung nach eigener Untersuchung gab Lyell, *proofs of a gradual rising of the land in Sweden*, *Ph. Tr.* 1835. Die Beobachtungen wurden bis an die Südspitze von Schweden ausgedehnt durch Nilsson, *über die Niveauänderungen in Schweden*, Berzelius *Jahresber.* Nr. 18 > Poggd. *XLII*; die neuesten Messungen von Almlöf im J. 1839 s. in Poggd. LIV. — Die Nachrichten über Dänemark verdankt man Forchhammer, *über Niveauänderungen in Dänemark während der histor. Zeit*, *Lond. Edinb. ph. Mag.* 1837 > *Leonh. u. Br.* 1838; auch in Baggesen, *der dänische Staat*, 1842. — Uebereinstimmende Resultate erhielt Trevelyan, *neuere Hebungen auf Guernsey*, *Jersey*

und Jütland, Lond. Edinb. ph. mag. 1838. — Ueber die Küste von Sibirien s. v. Wrangel, *Reise längs der Nordküste von Sibirien*, 1839; Hedenström, *Bemk. über Sibirien, Bergh. Annn. V.* 1831 > *Leonh. u. Br.* 1833. Ueber Neu-Fundland, *l'Institut*, 1846.

57. Aeltere Hebungen von Land.

Die alten Strandlinien, die an vielen Küsten in Höhen weniger Fuss bis zu vielen hundert Fuss über dem heutigen Meeresspiegel gefunden werden (I, 177, 204, 368), sind offenbar Bildungen gleicher Art, wie diejenigen, welche das Meer in unserer Zeit an den Küsten von Chile, von Neapel und Skandinavien zurücklässt. Auch kommen die ausgezeichnetsten jener Strandlinien mit diesen zugleich vor; und wenn man, am Westabhang der Anden, oder in Norwegen und Schweden, Terrassen und Anhäufungen von Seeconchylien und Meersand, oder am Fels ansitzende Balanus, oder Furchen und Auswaschungen, wie nur die Brandung sie erzeugt, vom jetzigen Gestade an aufwärts in Höhen von 20, 50, 100 bis 1300 Fuss über dem Meere findet, von gleicher Beschaffenheit wie diejenigen, die das letzte Erdbeben oder der letzte Rückzug des Meeres trocken gelegt haben, so kann man nicht anstehn, den Ursprung auch der höchsten jener Strandlinien auf die nämliche Ursache zurückzuführen. — Es kann auch nur durch eine Bewegung des festen Landes der Mangel an Parallelismus und die schiefe Lage der zwei alten Fluthlinien des Altenfiord in Lappland (I, 369) genügend erklärt werden. Die Annahme einer dop-



pelten Senkung des Bodens, zuerst der ursprünglichen Uferlinie a b in die geneigte Lage a c, nach welcher Senkung sich die neue Uferlinie d e bildete, dann beider Linien in die Lage a′c und d′e′, würde allerdings den Thatsachen auch entsprechen; es müsste aber zugleich mit den Senkungen ein wiederholter Rückzug des Meeres vorausgesetzt werden, so dass die Erklärung auf der Annahme zweier von einander ganz unabhängiger Folgen von Ereignissen beruhen würde, während die Erklärung durch Hebung

nur die Reihe von Veränderungen, die noch jetzt fortdauern, in frühere Zeiten rückwärts verfolgt. — Zu demselben Schlusse führt die Vergleichung der Folgerungen, welche sich, nach der einen und nach der anderen Annahme, aus dem Vorkommen derselben Formation in sehr verschiedenen Höhen über dem Meeresspiegel ergeben (I, 160). Die mächtigen, von lange fortgesetzter Ablagerung zeugenden Massen der älteren Kreide auf den Hochflächen von Peru, in den Alpen, in der Provence, verlangen, wenn man sie durch eine Verminderung des Meeres erklären will, die Annahme, dass das Meer sich stufenweise aus einer Höhe von 12000 F. bis auf sein jetziges Niveau zurückgezogen habe. Allein auch die jüngere Kreide findet sich auf den verschiedensten Stufen, von wenigstens 10,000 F., wie in den Alpen, bis unter den heutigen Meeresspiegel; man müsste daher das Meer von neuem auf seine frühere Höhe steigen und denselben Rückzug noch einmal durchlaufen lassen. Das Vorkommen der Molasse im Thalboden von Lachauxdefond setzt ein neues Ansteigen des Meeres bis auf eine Höhe von wenigstens 3000 F. über seinen jetzigen Stand voraus, und ein eben so tiefes stufenweises Sinken desselben zur Erklärung der deutlichen Strandbildungen der Molasseperiode, die man aus der Schweiz durch Savoyen, Dauphiné und Provence, aus Höhen von mehreren tausend Fuss bis an den gegenwärtigen Strand verfolgen kann. Es sind aber die höchsten Strandlinien in Chile und Skandinavien, oder die Ablagerungen jetzt lebender Muschelarten in Sicilien und auf Ischia, dort beinah 3000 F., hier 1400 F. über dem Meere, offenbar jünger als die Molasse, so dass erst, nachdem die tiefsten Strandlinien dieser Formation gebildet waren, der letzte Rückzug des Meeres aus 3000 F. Höhe auf seinen jetzigen Stand hätte beginnen können. Bedenkt man aber, dass es der früheren neptunischen Schule niemals gelingen wollte, die Frage genügend zu beantworten, was aus dem Wasser geworden sei, das sie nur einmal in der Urzeit über die höchsten Gebirge hatte steigen lassen, so wird man wenig geneigt sein, einer Erklärung Beifall zu schenken, die eine Wiederkehr und ein Verschwinden der Gewässer für jede einzelne der 20 bis 30 bekannten Formationen verlangt. Die neuere Lehre, welche das Vorkommen der Strandlinien in grossen Höhen

durch eine Hebung des Landes erklärt, kann zwar, wenn nur die Anzahl der Bewegungen berücksichtigt wird, nicht viel einfacher heissen. Wo die Formationen regelmässig auf einander folgen, wie etwa in England (I, tab. III.), wird es zwar genügen, eine einzige Hebung der ganzen Formationsfolge vorauszusetzen. Wo aber die Folge der Formationen unterbrochen ist, wie z. B. im südlicheren Europa, wird man annehmen müssen, diese Gegenden seien während der Bildungszeit der fehlenden Formationen trocken gelegen, also vorher gehoben worden; später seien sie wieder eingesunken, um die jüngeren Formationen aufzunehmen, und zuletzt habe eine neue Hebung statt gefunden; und dieser Wechsel von Senkung und Hebung wird allerdings für jede Gegend so oft zugegeben werden müssen, als daselbst weit verbreitete Lücken in der Reihe der Bildungen vorkommen. Es unterscheidet sich aber diese zweite Erklärung dadurch vortheilhaft von der früheren, dass sie alle Bewegungen nur als locale betrachten und auf die Gegend beschränken darf, deren Verhältnisse sie fordern, während eine Veränderung in der Höhe des Meeres stets eine allgemeine, über die ganze Erdfläche ausgedehnte gewesen sein müsste. Entscheidend spricht endlich zu Gunsten einer Annahme abwechselnder Hebungen und Senkungen des Bodens, im Gegensatz eines Rückzuges und neuen Aufsteigens der Meere, die Thatsache, dass die erstere sich auf bestimmte Erfahrungen stützt, die letztere aber leere Hypothese ist.

58. Dome und Kuppengebirge.

Die in historischer Zeit beobachteten Hebungen gewähren Anhaltspunkte, um das Hervortreten von Inseln und die Trockenlegung beschränkter Landstriche oder ganzer Continente zu erklären; fragt man aber nach der Entstehung bestimmter Gebirgsformen und Gebirgssysteme, so finden wir uns auf Analogien angewiesen, die häufig im Zweifel lassen, ob die Grenze der in der Wissenschaft gestatteten Induction nicht überschritten worden sei. Die Erscheinungen lassen sich dann meist auf mehrfache Weise deuten, und der Mangel an vergleichbaren Thatsachen lässt unentschieden, welcher dieser Deutungen der Vorzug gebühre. — In diesem Zwiespalt befindet sich die Wissenschaft in Bezug auf die (I, 298) be-

schriebenen Dome und Kuppen, welche von den einen Geologen als zähflüssig aufgestiegene Massen, von den anderen als in starrem Zustande aufgestossene Trümmer der zersprengten Erdrinde, von noch anderen als blasenartige Anschwellungen, oder centrale Hebungen des Bodens betrachtet werden. Dass Gestalten von geometrischer Regelmässigkeit, wie die der aus Syenit bestehenden Ballons der Vogesen, oder der flachen Kugelsegmente granitischer Gebirge, oder die Dom- und Glockengestalten des Trachyts, ursprüngliche und nicht durch Erosion erzeugte seien, wird kaum bestritten, und jede der drei erwähnten Erklärungen ihres Ursprungs setzt es voraus. Die innere Structur, wo sie beobachtet werden kann, ist hier der einen, dort der anderen Erklärung günstig. Ein Stollen, der auf eine Strecke von 950^{m} in den trachytischen Kegelberg Lioran im Cantal getrieben wurde, hat mannigfaltige trachytische Tufe und Conglomerate durchschnitten, denjenigen gleich, welche überall in der Gegend zu Tage gehn, ohne Stratification und Regel neben und über einander liegend, und in einander sich verzweigend oder übergehend, zugleich aber eine grosse Menge meist verticaler, parallel von SO nach NW streichender Gänge von Trachyt und Phonolith, 1 F. bis 30 F. mächtig, zum Theil nach oben in jenen Tufen sich auskeilend; es scheint, nach Ruelle, der Berg entstanden durch Auswurf aus vielen parallelen Klüften, worin die zuletzt aufgestiegenen Laven erstarrt sind. — P. Scrope, der in Auvergne die concentrisch buckelförmige Stratification der aus Domit bestehenden Glockenberge des Sarcouy, der beiden Cliersou und des Puy de Dome anerkennt, schliesst aus derselben, die zähflüssige Trachytlave sei in der Axe jedes der Dome aufgestiegen und habe zuletzt die obere Oeffnung verschlossen, die Bildung also sei, ungeacht keine Spur eines Kraters wahrgenommen wird, dieselbe, wie die der vulcanischen Kegel. — Auf dieselbe Structur hatte von Buch seine Theorie einer blasenartigen Erhebung dieser Dome gegründet, und in der analogen schaligen Ablosung mancher Granitkuppen fand er später die Bestätigung seiner Ansicht. — Die Zusammensetzung des Puy de Chopine scheint aber mit jeder dieser zwei letzteren Erklärungen zu streiten: der Berg besteht theilweise aus Domit, Hornblendgestein und Granit, und diese Steinarten steigen neben

einander bis auf den Gipfel. »Eine so überraschende Erscheinung ruft von Buch aus, drängt uns unwillkührlich die Frage ab: kann wohl der Domit durch eine Veränderung des Granits entstehn? nicht durch Schmelzung, aber warum nicht durch Einwirkung gasförmiger Säuren? oder vielleicht nur von Dämpfen? Und wie könnten zwei Gebirgsarten auf solchem Berge mit einander wechseln, wenn nicht die eine aus der anderen entstände? Auch ist es dann begreiflich, warum die Granitseite so felsig und steil, der Domitabhang flacher und felsloser ist. Der widerstehende Granit hebt sich nur, wo unmittelbar darunter die treibende Kraft wirkt, und reisst in grossen Felsmassen los; der weiche Domit hingegen zieht das nachbarliche Gestein mit in die Höhe und bildet eine Kuppel über dem Boden.« — Zu einer abweichenden Ansicht über diesen Berg war früher de Montlosier gelangt: »der Domit desselben ist weit dichter und härter als der des Puy de Dome und bildet nicht, wie an diesem, eine zusammenhängende Masse; es sind grosse Blöcke von Domit, getrennt durch Klüfte, die mit Thon erfüllt sind, und wie eingeschlossen zwischen Granit und Hornblendfels; der Berg ist offenbar durch eine Eruption entstanden, aber die vulcanische Thätigkeit, statt die Stoffe zu schmelzen, hat sie nur zu zertrümmern und in colossalen Blöcken zu erheben vermocht.« Dieselbe Erklärung gibt Boussingault über den Ursprung der trachytischen Dome in den Anden: »unter allen Vulcanen der Aequinoctialregion in Amerika ist nicht ein einziger durch den Ausfluss von Laven entstanden; die Masse des Chimborazo und aller Kegel, welche den hohen Rücken der Cordilleren krönen, ist ein Haufwerk von Trümmern verschiedener, oft ungeheurer Grösse, und diese Massen sind hervorgegangen aus der Zerspaltung der früheren trachytischen Hochfläche, als die elastischen Dämpfe einen Theil derselben zu Kegeln erhoben; die Trachytstücke sind in starrem Zustande auf einander gethürmt worden, ihre Kanten sind scharf, nichts deutet auf Schmelzung oder auch nur Erweichung.« — Die Beschreibung des Puy de Chopine und der Andenkegel, als Haufwerke colossaler Blöcke, scheint auch auf den Lioran anwendbar. Für drei von einander getrennte Stellen muss daher eine andere Erklärung gesucht werden, als der Ausfluss von Laven, oder das blasenartige Anschwellen des Bodens,

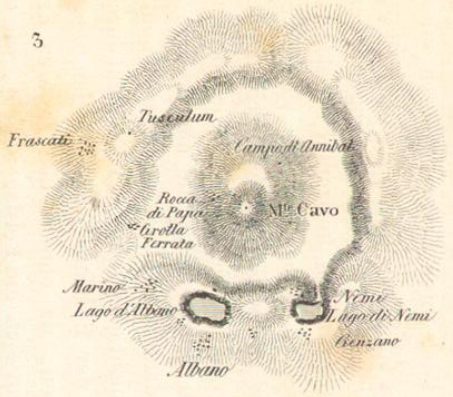
und für diese Fälle ist wohl die von Montlozier und Boussingault gegebene die einzig mögliche, so schwer es erscheinen mag, sich von dem Ausstossen hausgrosser Trümmer und ihrer Anhäufung zu auffallend regelmässigen Glockengestalten eine genügend klare Vorstellung zu bilden. Der späteren Erosion wird jedenfalls die Ausgleichung der Unebenheiten der Oberfläche zugeschrieben werden können. Diese Erklärung ist jedoch nicht anwendbar auf Dome, die aus homogener, concentrisch abgesonderter Masse bestehn, und für diese Fälle möchte die Annahme von Anschwellungen des Bodens, in Folge einer Erweichung und Vermehrung des Volumens durch Dämpfe, wohl die einfachste und die der äusseren Erscheinung entsprechendste sein.

Literatur: de Montlosier, *théorie des volcans d'Auvergne*, 1802; von Buch, *geogn. Beob. II*, 1809; —, *Beschr. der Canar. Inseln*, 1825; —, *über Erhebungskratere und Vulcane*, *Berl. Akad.* 1835, > Poggd. *XXXVII*; —, *über Granit und Gneuss*, *Berl. Ak.* 1844; P. Scrope, *on volcanos*, 1825; Ruelle, *descr. du souterrain de la m. de Lioran*, *Bull. géol.* 1842, *XIV*; Boussingault, *Ersteigung des Chimborazo u. Nachtrag*, Poggd, *XXXIV u. XXXV*.

59. Erhebungskratere.

Das constante Vorkommen ausgezeichneter Ringwälle in vulcanischen Gegenden, ihre Zusammensetzung aus vulcanischen Steinarten, die offenbare Beziehung, in der sie häufig zu Eruptionskegeln oder Domen stehn, lässt ihren Ursprung durch subterrane Thätigkeit nicht bezweifeln. Zwischen den beiden sich bestreitenden Ansichten, ob diese Ringwälle als Ruinen eingestürzter Aufschüttungskegel, oder als ursprünglich horizontal abgelagerte und später central erhobene Massen zu betrachten seien, sich mit Sicherheit zu entscheiden, ist aber einstweilen, selbst nach eigener Ansicht der wichtigsten Stellen, kaum möglich. Die Grundlagen, auf welche die Erklärungen sich stützen, sind die nämlichen. Wenn lineare Erdbeben, wie in Südamerika, die Küsten ganzer Continente zu heben vermögen, so ist nicht einzusehn, warum nicht durch centrale Stösse ein Aufbrechen der Erdrinde rings um den Stosspunkt herum sollte erfolgen können, da ohnehin aus anderen Erscheinungen hervorgeht, dass man sich die Felslager nicht, wie sie uns erscheinen, als absolut starre Massen zu denken habe. Da anderer-

3

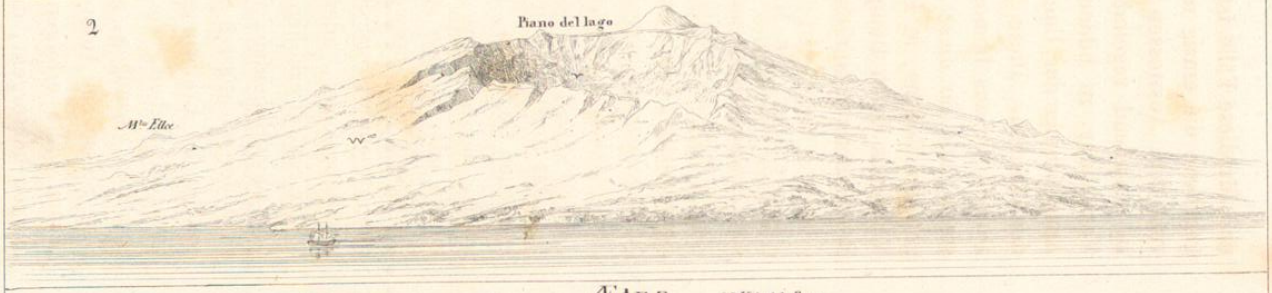


Mte Albano bei Rom.

1

Vesuv

2



Zaffarana

Ætna.

Val del Bove

H. Hay. lith.

seits aber durch einzelne Eruptionen in historischer Zeit Aufschüttungskegel von 1000′ Höhe entstanden sind, so kann in der Grösse vulcanischer Gebirge allein kein Grund liegen, einen anderen Ursprung derselben zu behaupten. Von beiden Seiten wird das Aufsteigen des Bodens durch einen Druck von unten, die Entstehung von Kraterkegeln durch Aufschüttung, die Bildung von Kesselthälern durch Einsturz, anerkannt, und der Streit betrifft nicht sowohl die Erklärungsprincipien selbst, als ihre Anwendung in einzelnen Fällen. — Die Theorie der Erhebungskratere, welche die Möglichkeit einer Entstehung der Ringwälle durch Aufschüttung bestreitet, und sie, wie auch alle fortdauernd thätigen Vulcane und selbst den Monte Nuovo, als gehobene Massen betrachtet, stützt sich vorzüglich auf die Gesteinsbeschaffenheit und die Lagerungsverhältnisse dieser Bildungen: beide sind, nach ihrer Ansicht, mit jener Erklärung nicht verträglich. Die meisten Ringwälle bestehn aus stratificirten Massen vulcanischer Tufe und Conglomerate, abwechselnd mit Lagern alter Laven, die sich mit conischer Krümmung gleichmässig von dem inneren Kesselthal nach dem äusseren Rand senken, unter Winkeln, wobei nur schmale Ströme mit in der Tiefe schnell zunehmender Mächtigkeit vorkommen können, flüssige Laven aber nicht liegen geblieben und erstarrt wären.

Der im Centrum des Kesselthals aufsteigende Dom oder Eruptionsvulcan ist in der Regel Trachyt, der da, wo Ausbrüche vorkommen, grossentheils unter den anderen Laven und Auswurfsmassen verborgen liegt, und das Empordringen dieses Trachyts wird als die Ursache der Entstehung des ihn umziehenden Erhebungskraters betrachtet. An der Somma (Taf. I. Fig. 1) steigen die sonst horizontal liegenden trachytischen Tufschichten (*tufo bianco*), welche die Umgebungen Neapels im Mittel bis 800 F. hoch über dem Meer bedecken, auf 1900 F., bis auf die Terrasse des Eremiten; es ist eine marine Sedimentbildung, worin man hoch an den Abhängen des Berges Meerconchylien findet; in ihr auch liegen die an man-

nigfaltigen Mineralien reichen Dolomit- und Kalksteinblöcke, welche irrig Auswürflinge des Vesuv heissen, zugleich mit Blöcken der Sommagesteine. Unter diesem Tuf hervor erheben sich, mit einem Winkel von 26°, die Leucitlaven der Somma, abwechselnd mit schlackigen Conglomeraten und häufig durchsetzt von verticalen Gängen (I, 291). Eine Anschwellung und Hebung des Bodens hat also hier seit der Ablagerung des Tufs jedenfalls statt gefunden; es hält aber schwer dieselbe mit einer Aufrichtung der Sommalager in Verbindung zu setzen, da der Tuf auch Sommablöcke einschliesst. Auch ist die Beschaffenheit der Somma von derjenigen des Vesuv so wenig verschieden, dass dieser ebenfalls als ein Erhebungskrater betrachtet werden müsste. Dass aber im Inneren eines Erhebungskraters ein neuer Erhebungskrater aufsteigen könne, ist eine mit der Theorie dieser Bildungen nicht leicht zu vereinigende Vorstellung. — Die Gestalt des Aetna (tab. I. f. 2) zerfällt in den unteren flachen Kegel von 7 bis 8° Neigung (*talus latéraux*, E. de B.) und den steilen Hauptkegel von ungefähr 30° Steigung (*gibbosité, centrale*, E. de B.), der sich oben in dem Piano del Lago endigt; auf dieser Fläche steht der Eruptionskegel. Die innere Structur ist entblösst durch das grosse Einsturzthal der Val del Bove. Die steilen Gehänge des Berges haben in historischer Zeit kaum einen Zuwachs erhalten, feste Felsmassen des inneren Kerns ragen immer noch aus ihnen hervor; auf dem Piano del Lago steht die Torre del filosofo seit wenigstens 2000 Jahren unbedeckt; alle Auswürfe und Laven sammeln sich in der Tiefe und erhöhen den Fuss des Berges. An den Abstürzen der Val del Bove sieht man Lager von Laven wechseln mit Lagern von Lapilli und Sand, und die ganze Folge ist bis nahe an 30° geneigt, ohne dass eines der so verschiedenartigen Lager in der Tiefe eine grössere Mächtigkeit zeigte, als in der Höhe. Niemals aber haften und erstarren neuere Aetnalaven unter so starken Winkeln, (I, 286) und wenn auch die Abhänge der secundären Eruptionskegel des Hauptvulcans gleich starke Neigungen zeigen, so muss doch selbst bei diesen, je nach der Grösse der ausgeworfenen Trümmer, der Winkel veränderlich sein; ein Profil derselben müsste zwischen den Lagern von ungleichem Korn einen Mangel an Parallelismus wahrnehmen lassen. Der Annahme einer He-

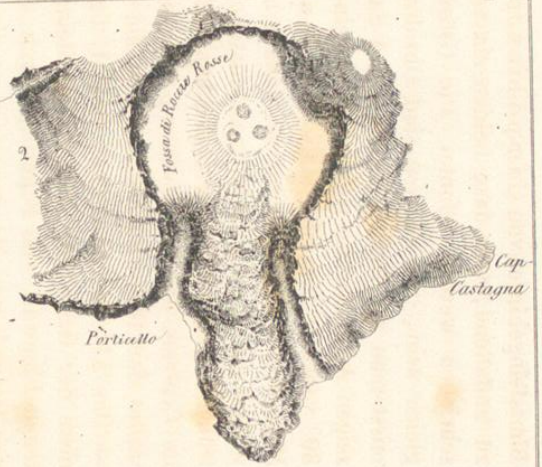
bung des steileren Aetnakegels steht nicht, wie am Vesuv, die Schwierigkeit entgegen, den früheren Boden zweimal aufsteigen zu lassen, wohl aber die fast nothwendige Folgerung, die für den Aetna zugegebene Bildungsweise auch auf den Vesuv ausdehnen zu müssen. — Verhältnisse, welche der Ausdehnung der Hebungstheorie auch auf die centralen Vulcane der Ringwälle günstig sind, bietet Vulcano (tab. II. f. 3) dar. Der nördliche Abhang des

a. Fossa vecchia. b. Lavastrom.

Vulcans zeigt bei Fossa vecchia, einen kleinen secundären Krater, wo man einen sehr regelmässigen Wechsel rother, grauer und schwarzer Tuf- und Sandschichten wahrnimmt; kaum ein Zoll dick, vollkommen parallel, mit wenigstens 45° abfallend, zum Theil auch mit starken Biegungen. Auf diesen steilen Schichtflächen haben die später ausgeworfenen Sandmassen sich nicht halten können, man findet sie horizontal angelagert. Auch am oberen Rande und am Fuss des steil abfallenden Berges hat sich der neuere Auswurf mit flacher Senkung oder horizontal abgesetzt; die abweichende Neigung beider Lagerfolgen, der Talus latéraux und der Gibbosté centrale des Vulcans, ist vollkommen deutlich. Offenbar scheinen sich die steilen Schichten nicht in ihrer ursprünglichen Lage zu befinden, man sieht sich zur Annahme einer starken Störung beinah genöthigt, und das Aufsteigen des trachytischen Kegels im Centrum des aus Doleritlaven und Tufen bestehenden Ringwalls scheint hier klar vor Augen zu stehn. Aber, als hätte die Natur selbst zu vorsichtiger Prüfung ermahnen wollen, stürzt sich ganz nahe an der Fossa vecchia ein Obsidianstrom vom obersten Rand so steil und doch so vollständig erhalten am Abhang herunter, dass man in seinem Glauben an die Unmöglichkeit ursprünglich unter starken Winkeln abgelagerter Massen wieder wankend wird. Auch ist die Aehnlichkeit des Kraters von Vulcano mit dem ausgezeichneten Krater des

Bimssteingebirges von Campo bianco auf Lipari (tab. II. f. 1, 2) zu auffallend, als dass beiden ein verschiedener Ursprung zugeschrieben werden könnte. Die Grösse der Krater mag ziemlich gleich sein, aus beiden sind Obsidianströme geflossen; nur vermisst man auf Lipari die Tuf- und Sandstraten; die Kraterwände zeigen Agglomerate weisser Bimssteine, deren Lager mit 20 bis 30° vom Centrum abfallen. — Auf Pantellaria erhebt sich in der Mitte des 3 geogr. Meilen im Umfang haltenden trachytischen Ringwalles ein in der Höhe geschlossener Bimssteindom, aus dem früher Obsidianströme ausgebrochen sind. — Auch der M. S. Croce, im Centrum des prachtvollen, aus Leucitlaven bestehenden Ringwalles der Roccamonfina, ist ein geschlossener Trachytkegel. — Das Albanergebirge (tab. I. fig. 3) zeigt ähnliche Verhältnisse der Gestaltung, andere der Steinart: einen vollständig erhaltenen Ringwall von Peperin, durch die eingeschlossenen Blöcke von Dolomit und Hauyngestein an die Tufe der Somma erinnernd, in der Mitte den M. Cavo, einen geschlossenen Kegel von Leucitgestein, aus dessen Seite der Basaltstrom der Rocca di Papa geflossen ist. — Ein constantes petrographisches Verhältniss zwischen den Ringwällen und ihren Centralmassen scheint demnach nicht zu bestehn. — Man hat gegen die Theorie der Erhebungskratere öfters den Einwurf erhoben, die aufgestossene Erdrinde würde mehrfache Spalten zeigen, die vom Fuss des Berges gegen das Centrum an Breite zunehmen müssten. Zu genauerer Prüfung dieses Einwurfs sind die auf S. 181 entwickelten Ausdrücke abgeleitet worden. Auf der ausgezeichneten Kraterinsel Palma und an dem Ringwall, aus welchem sich der Pic von Teyde auf Teneriffa erhebt, kann man diese Spalten in den zahlreichen Barancos wiederfinden, den Thälern nämlich, die vom oberen Kraterrand nach der Linie des stärksten Falls radienartig in die äussere Kegelfläche eingeschnitten sind. Auch für die grossen Ringgebirge des Cantal und Mont Dore haben Elie de B. und Dufrénoy nachgewiesen, dass ihre Gestaltung keineswegs den Ergebnissen der Theorie widerspreche. Für Santorin gibt, bei der schwachen Steigung der Schichten des Ringwalls gegen die Mitte, die Formel eine so geringe Grösse für den Betrag der Spalten, dass man nicht erwarten darf, diese Risse in der Natur mit Sicherheit wiederzufinden. Auch

Vulcano von N.O. gesehen



Monte Campo-Bianco auf Lipari

Mag. H.ⁿ P.r Stuber H.r v. Mag. del.

können die Unterbrechungen des Kreisumfangs, da sie alle auf dieselbe Seite fallen, nicht dafür gelten. In dem Ineinandergreifen der trachytischen Conglomerate, Aschen und Laven an dem beinah verticalen inneren Absturz glaubten die französischen Geologen sichere Kennzeichen einer Entstehung durch Eruption zu finden, und sie nehmen an, die ausgeworfenen Massen des später meist in sich selbst zurückgesunkenen Vulcans hätten sich mit einer älteren, aus Marmor und Thonschiefer bestehenden Insel vereinigt, die nun im südlichen Theil von Santorin den S. Eliasberg bildet; während die Vertheidiger der Theorie der Erhebungskratere in diesen nicht vulcanischen Gesteinen der Insel eine Bestätigung ihrer Ansicht erkennen. — Die Einwürfe, die man gegen die Hebungstheorie vulcanischer Ringwälle geltend macht, fallen da weg, wo diese Wälle aus neptunischen Sedimenten bestehn. Die Trachytmasse des Elbrus im Kaukasus steigt, nach Kupffer und Dubois, aus einem Kesselthale auf, dessen Ringwall aus der Formationsfolge des Jura und der Kreide besteht. Auf dem Grunde des Thales gehn schwarze Schiefer zu Tag, welche vielleicht Liasschiefer sind, auf ihnen liegt in grosser Mächtigkeit Kalkstein, dann folgen Grünsand und noch jüngere Bildungen, alle von der Mitte abfallend und dem trachytischen Dom schroffe Felswände zukehrend. — Als Erhebungskratere oder Erhebungsthäler bezeichnet F. Hoffmann die Thäler von Pyrmont, Driburg u. a., umschlossen von einem aus buntem Sandstein, Muschelkalk und Keuper bestehenden Ringgebirge, dessen Schichten nach allen Seiten von der Mitte des Thales abfallen; und das Hervortreten von Sauerwassern im Grunde dieser Thäler nebst anderen Spuren subterraner Thätigkeit scheint mit dieser Structur des Bodens in enger Verbindung zu stehn. — In England sind von Buckland Beispiele von Erhebungsthälern im Gebiet der Kreide (Kingsclere) und anderer neptunischen Bildungen nachgewiesen worden.

Literatur: von Buch, *über basalt. Inseln u. Erhebungskratere*, *Berl. Akad.* 1818—19; —, *Canar. Inseln*, 1825; —, *über Erhebungskratere und Vulcane*, *Poggd.* 1835; Dufrénoy et Elie de Beaumont, *sur les groupes du Cantal et du Mont Dore*, *Mém. géol. sur la Fce. II*, 1834; Elie de Beaumont, *sur les crat. de soulèv. M. s. l. Fce. III*, 1836; Cordier, *Bull. géol. II*, 1832; Virlet, C. Prévost, F. Hoffmann, *Bull. géol. III*; Lecoq, Bertrand de Doue, Burat, Fournet, *Bull. géol. IV*; Desgenevez, *sur le Cantal et le Mont Dore*, *Mém. géol. I*, 1834; C. Prévost, *sur l'île Julia*, *Mem. géol.*

II, 1835; Virlet, *exped. de Morée*, 1833; Lyell, *principles I*, 1832; Scrope, *on volcanos*, 1825; Dubois, *voyage IV*, 1840; Hoffmann, *nordwestl. Deutschl.* 1830; Buckland, *the valley of Kingsclere, Geol. Trans. 2d. s. II.*

60. Krystallinische Centralmassen.

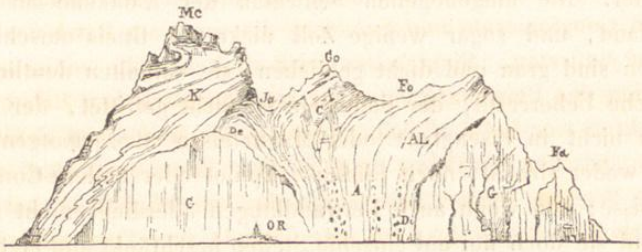
Das Vorkommen von Granit und Gneis in der Axe der Gebirgsketten, die Auflagerung von Glimmerschiefer und Thonschiefer, dann von Grauwacken und Kalksteinen auf beiden Seiten der Ketten, mit immer abnehmendem Niveau, galt in der älteren Geologie als einer der am sichersten festgestellten Erfahrungssätze, welcher, je nach der herrschenden Schule, bald als ein Beweis des successiven Rückzuges der Meere, bald als Stütze der plutonischen Theorie benutzt wurde. Obgleich diese Ansichten durch die Resultate der neueren Wissenschaft wesentlich modificirt worden sind, und die Allgemeinheit des Vorkommens granitischer Gesteine in der Axe der Gebirgsgruppen beschränkt werden musste, so ist die Anzahl der Gruppen, welche nach diesem Gesetz gebildet sind, immer noch beträchtlich genug, und die Zeichnung von P. Scrope S. 183 kann, abgesehen von ihrer theoretischen Bedeutung, als eine treue Darstellung des Baus derselben gelten. In den Alpen tragen jedoch die krystallinischen Centralmassen, welche die Stellung der ihnen näher liegenden Ketten und Gebirge und die Erstreckung des Systems selbst beherrscht zu haben scheinen, da, wo sie am mächtigsten entwickelt sind, einen wesentlich verschiedenen Charakter, indem die stratificirten Bildungen nicht als eine von ihnen durchbrochene, theilweise aber noch aufgelagerte Decke, sondern in ihrer Grundlage, oder auffallend mit ihnen verflochten auftreten.

Der normale Bau einer alpinischen Centralmasse zeigt ein meist weit in die Region des ewigen Schnee's hinaufragendes Gebirge, im Streichen der Alpen stark verlängert, nach beiden Enden sich in

den angrenzenden Gruppen auskeilend und erniedrigend, die längeren Abhänge durch felsigte Barancos-Thäler, die mit Gletschern bedeckt sind, und sich in ihrem Hintergrund oft zu Kesselthälern erweitern, tief eingefurcht. Das Streichen der Straten ist der langen Axe des Gebirges parallel, das Fallen dem Inneren zu geneigt, mit um so stärkerem Winkel, je höher am Abhang die Schichtenköpfe ausgehen, und die Straten, die den obersten Kamm bilden, stehen vertical, so dass der Querdurchschnitt einen nach oben geöffneten Fächer darstellt. Am Fuss der Abhänge treten, als Grundlage des Gebirges, neptunische Gesteine, schwarze Thonschiefer, Kalkstein, Rauchwacke, Gyps, hervor. Höher folgen glimmerreiche, unklar stratificirte Quarzite, Talkschiefer und Glimmerschiefer, noch höher Gneis, und die verticalen Straten bestehen aus gneisartigem Granit. An mehreren Stellen sieht man auch, an der äusseren Grenze der Centralmasse, mehrere tausend Fuss mächtige Kalkkeile in den Gneis eingeklemmt (s. die fig. p. 157, 158, 207), oder Kalk und Gneis dringen gegenseitig in langen Streifen in einander ein. Die beiden Keilenden der Centralmasse sind häufig enge verbunden mit bunten talkigen Quarziten und Conglomeraten, welche zuweilen als schmale Streifen noch weit im Streichen der Centralmasse fortsetzen. Auf einer ihrer längeren Seiten, oder auf beiden Seiten, wird die Centralmasse begleitet von Ketten neptunischer Sedimente, deren Straten von ihr abfallen, so dass sie ihr in schroffen Abstürzen die Schichtenköpfe zuwenden. Es bilden daher diese Ketten ein meist elliptisches, sehr verlängertes Erhebungsthal, auf dessen Axe die Centralmasse sich erhoben hat. — In der Natur erscheint dieser normale Bau auf mehrfache Art gestört durch das Eingreifen anderer Gestaltungsformen, seine vollständige Entwicklung ist gehemmt durch anstossende Massen, oder modificirt durch spätere Erosion und Einsenkung. Das krystallinische Hochgebirge der Berneralpen, dessen höchster Gipfel das Finsteraarhorn ist, besitzt nur an seinen beiden Endpunkten, in der Umgebung der Gemmi und des Tödi, und, mit Unterbrechungen, längs seiner Nordseite die Umwallung der steil abgestürzten Kalkgebirge, weil auf der Südseite das Kalkgebirge meist fehlt. In dem grossen Erhebungsthal, das die Kette der Dent du Midi, des Buet, der Fizs und der Gebirge bei Cormayeur bilden, haben sich

die zwei parallelen Centralmassen des Montblanc und der Aiguilles Rouges erhoben. Als ein ausgezeichneter, überall nach aussen abfallender, dem Inneren schroffe Felswände zukehrender Ringwall erscheint in der östlichen Schweiz, zu einem beinah vollständigen Halbkreis verbunden, das Kalkgebirge der Kuhfirsten, des Balfries, Falknis und Calanda; statt der krystallinischen Centralmasse, findet man jedoch im Inneren des Circus nur die rothen Conglomerate und Schiefer, die sonst am Rand der Gneismassen auftreten. Nicht selten wiederholt sich die conische Stratification der Umwallung in mehreren concentrischen Erhebungen. So kehren vier bis fünf Seitenausläufer des Kalk- und Schiefergebirges zwischen Saillon und Sitten ihren verticalen Absturz gegen Westen, dem Gneisgebirge zu; im Rheinthale bei Chur wiederholt sich die Structur des Calanda zum Theil auch in den Ketten des rechten Rheinufers, und der Bogen verlängert sich in ihnen bis über Reichenau hinauf. — Eine nähere Untersuchung entscheidet zwar bald über die Deutung jener auffallenden Lagerungsverhältnisse der enger mit dem Gneis verbundenen Kalkmassen. Verfolgt man den Fuss des Gebirges von den Stellen, wo der Kalk die Basis der Centralmassen bildet, oder in diese eingeklemmt erscheint, nach einer der beiden Auskeilungen, so sieht man den Kalk erst vertical dem Gneis sich anlagern, dann in breiten Tafeln sich an ihn lehnen und von ihm abfallen, und die Auskeilung selbst verliert sich unter einer mächtigen Kalk- und Schieferdecke. So am Westende der Gneismasse des Finsteraarhorns, bei Leuk und in Gasteren, so auch am Ostende der Montblancmasse, bei Sembranchier. Nur im mittleren Theil der Centralmasse, wo diese in Höhe und Breite die grösste Entwicklung zeigt, ist also der Gneis dem Kalk aufgelagert, oder in ihn eingedrungen; wie eine aufgequollene Masse hat er den Rand der Spalte zerquetscht und sich über ihn ausgebreitet. — So einfach sind aber die Verhältnisse nicht überall. Im Profil der Centralmasse der Aiguilles Rouges, zwischen Martigny und S. Maurice, sieht man den Gneis in enger Verbindung mit dem Schiefer, den schwarzen Sandsteinen und Conglomeraten der Anthracitbildung von Dauphiné und Savoyen. Die Schichten der letzteren stehn vertical, wie gewöhnlich die Gneisstraten in der Axe des Fächers,

und die Trennung der gneisähnlichen Conglomerate vom wahren Gneis ist so schwierig, es findet zwischen beiden ein so allmähliger Uebergang statt, dass Fournet den Gneis für einen metamorphischen Schiefer erklärt und die Umwandlung von den vielen Euritgängen ausgegangen glaubt, die, besonders am Trient, in diese Gesteine aufsteigen. Auf dem rechten Ufer der Rhone

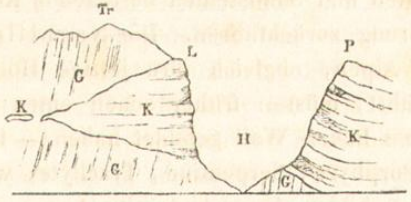


Mc. Dent de Morcles. De. Derbignon. Go. les Gorges. AL. Alesse. Fa. Folaterra.
Ja. Creux de Jaman. OR. Outre-Rhone. Fo. Foully-alp. Di. Diablets.
K. Kalkstein. C. Conglomerat. A. Schwarze Sandst. G. Gneis.

bilden die schwarzen Sandsteine und Conglomerate, stets vertical, den mittleren Theil des Profils und sind nördlich und südlich begrenzt von gneisartigen Feldspathgesteinen, auf der Südseite von vielen Euritgängen durchsetzt; in der Höhe breiten sich die Schiefer und Sandsteine nach beiden Seiten über den Gneis aus, zum Theil horizontal, und erscheinen nun in abweichender Lagerung dem vertical stratificirten Gneis aufgesetzt und als Grundlage des Kalkgebirges. — Eine ähnliche Einklemmung verticaler Anthracitschiefer zwischen Gneis und fächerförmige Ausbreitung in der Höhe zeigt sich auf der Südseite von Val Senêtre, in den Gebirgen von Oisans. — In der westlichen Fortsetzung der fächerförmigen Gneismasse des Selvretta, am Ausgang von V. Tuors in Bündten, nehmen wirklich neptunische Formationen, rothe Sandsteine und Kalksteine an der Fächerstellung Theil. — Der kleine Hügel endlich, an welchen Sitten im Wallis sich lehnt, zeigt die wesentlichen Charaktere und ist gleichsam der Keim einer unentwickelt gebliebenen Centralmasse: auf der N und S Seite, der Axe zufallende Kalklager, über diesen, an der Nordseite talkartige Flyschschiefer mit immer steilerem Fallen bis vertical, dann verticale Lager von Quarzit, welcher deutliche Feldspathkrystalle enthält, die Ablosungen oder die einzelnen Körner mit Talküberzug, ein Gestein wie das von S. Gervais, und gegen S niedersteigend, dieser Quarzit ebenfalls

geneigt, der Axe zufallend, dem Kalk aufgelagert. — Schon nach diesen Verhältnissen ist es wenig wahrscheinlich, dass man sich den Gneis der Centralmassen als feurig flüssig aufgestiegen zu denken habe; noch mehr geht das Unzulässige dieser Ansicht hervor aus der geringen metamorphischen Einwirkung dieser Gneise auf die angrenzenden oder theilweise umschlossenen Kalksteine und Schiefer. Die umgebogenen Schichten der Kalkkeile im Berner Oberland, und sogar wenige Zoll dicke von Gneis umschlossene Straten sind grau und dicht geblieben, sie enthalten deutliche organische Ueberreste, der Sandstein ist nicht gefrittet, der Eisenoolith nicht in Eisenglanz oder Magneteisen übergegangen, man sieht weder Granat, noch Idokras, Epidot oder andere Contacterzeugnisse; und wenn auch Umwandlungen allerdings nicht fehlen, so sind sie doch nur auf einzelne Stellen beschränkt und erstrecken sich höchstens auf einige Klafter von der Contactfläche. — Was allein aus den Thatsachen hervorzugehn scheint, ist eine metamorphische Entstehung der Feldspath- und Glimmergesteine der Centralmassen aus älteren Sedimenten, und eine bedeutende Zunahme des Volumens, daher ein starker Druck nach allen Seiten von der Axe her, und ein gewaltsames Eindringen in das Nebengestein. — Die Tafelstructur der Centralmassen, oder die Schieferung ihrer krystallinischen Gesteine ist unabhängig, sowohl von der Stratification der ursprünglichen Sedimente, als von der Spannung und Bewegung, welche die Anschwellung des Volumens erzeugen musste. Es geht diess überzeugend hervor aus den Verhältnissen im Berner Oberland (S. 157). Daher auch die grosse Regelmässigkeit dieser Schieferung, so dass auf viele tausend Fuss Erstreckung die Tafeln der Centralmasse sich als vollkommene Ebenen darstellen, während das angrenzende Kalk- und Schiefergebirge oft die grösste Verwirrung gekrümmter und geknickter Schichten zeigt. Es muss auch diese Schieferung, wie die prismatische Zerklüftung der Basalte, erst nach dem Eindringen der Gneismasse in das Nebengestein erfolgt sein, da sonst ihr Parallelismus in den Gneiskeilen von Urbach, und ihre Regelmässigkeit, ungeacht der gewaltsamen Bewegungen der ganzen Masse, nicht denkbar wäre. Da aber die Schieferung abhängt von der Lage der Glimmerblättchen, so müssen auch die molecularen Processe, welche diese Lage bestimmt haben,

erst eingetreten sein, nachdem die Masse schon ihre jetzige Stellung zum Kalkgebirge eingenommen hatte. Diese wunderbare Regelmässigkeit der Schieferung, die Uebereinstimmung im Streichen der Gneis- und Glimmerschieferstraten in der ganzen Erstreckung einer Centralmasse, ist aber eine Erscheinung, zu deren Erklärung unsere Physik keine Anhaltspunkte darzubieten vermag. — Bemerkenswerth ist die schluchtartige Tiefe der Thäler, welche die neptunische Umwallung von der Centralmasse trennen. Die selbst jetzt noch bei 500 F. tiefe Kluft des Wallenstattersee's hat sich vor der Thalausfüllung durch Stromablagerungen, offenbar viel weiter aufwärts, vielleicht bis Chur und Reichenau, erstreckt. In Chamouni wie in V Ferrex zeugt der flache Thalboden von einer beträchtlichen Auffüllung. Die Nordgrenze der Gneis- und Granitmasse von Oisans wird bezeichnet durch die Schluchten der Combe de Malaval, welche über Col de Lautaret, an der Ostseite, sich mit dem Thal von Monestier verbinden. Es sind diese Schluchten offenbar Spalten, erzeugt durch denselben Druck von unten, der die Centralmasse so hoch über das andere Gebirge erhob und den Ringwall von Kalkgebirgen bildete. Auch dieses Ereigniss ist offenbar erst eingetreten, als das Feldspathgebirge bereits mit dem Kalkgebirge sich so enge, wie wir es jetzt sehen, verflochten hatte. Denn durch die Spaltung sind auch die Kalkkeile von der übrigen Kalkmasse losgesprengt und die Gneisgebirge selbst bis in grosse Tiefen zerrissen worden. So sehen wir es in Oisans und Chamouni, so in Grindelwald und vorzüglich deutlich an dem Laubstocke zu Hasli im Grund.



L. Laubstock. G. Gneis.
H. Hasli im Grund. K. Kalk.
P. Planplatte.

61. Kettenbildung.

Lineare Erhöhungen der Erdrinde, oder Ketten, lassen sich auf verschiedene Ursachen zurückführen. Wenn zwei parallel laufende Erosionsthäler in geringer Entfernung von einander liegen, so heisst der sie trennende Höhenzug eine Erosionskette. Steinart und Structur der Erosionsketten stehen zu ihrer Gestalt in keiner Beziehung. Bei horizontaler Lagerung ist die obere Fläche eben und breit, oder flach hüglicht, als Ueberrest der früheren Bodenfläche; die Abhänge verbinden sich damit, je nach ihrem Fallwinkel, in einer mehr oder weniger deutlichen Kante. So der Belpberg bei Bern, der Bucheckberg bei Solothurn, die Albiskette bei Zürich. Bei schiefer oder verticaler Schichtenstellung, kann das Streichen der Schichtung der Längenaxe oder dem Streichen der Kette parallel sein, oder es schief oder senkrecht schneiden. In den zwei letzteren Fällen wird die Erosion auf Lagerfolgen gestossen sein, die ungleichen Widerstand geleistet haben; sowohl die Abhänge als der obere Rücken oder Kamm zeigen dann einen Wechsel vorspringender Rippen, Gräthe, Gipfel und tiefer eingreifender Graben, Runse, Joche und Sattel. Die meisten Seitenausläufer der alpinischen Ketten tragen diesen Charakter und haben ihre Formen, wenn nicht in der ursprünglichen Anlage, doch in der jetzigen Ausbildung, durch Erosion erhalten. — Durch lineare Anhäufung von Sedimenten entstehen Aufschüttungsketten. Es gehören hiezu die Hügelreihen der Dünen, welche auch eine ursprüngliche, den Abhängen parallele Stratification zeigen (I, 187); ferner, die von Schuttströmen abgelagerten Wälle, die Gandecken der Gletscher. Auch ältere aus Conglomeraten und Sandsteinen bestehende Ketten lassen sich auf diesen Ursprung zurückführen. Die Nagelfluhmassen am Nordrande der Alpen, obgleich ihre jetzige Höhe von späteren Hebungen herrührt, müssen früher schon einen zum Theil mehrere tausend Fuss hohen Wall gebildet haben. — Plutonische Massen, Granite, Porphyre, Serpentine, Trachyte, welche aus Spalten hervortreten, bilden Eruptionsketten. Die aus Granit, und Porphyr bestehende Kette des Forez, zwischen den Stromthälern des Allier und der Loire, die gleich zusammengesetzte Kette von Tarare zwischen der Loire und den Thälern der Rhone

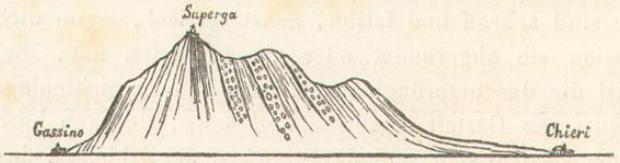
und Saône, beide von S nach N streichend, sind Eruptionsketten. So auch der scharfe, steil gegen N abfallende Porphyrkamm des Thüringerwaldes. Mehrere dieser Eruptionsketten mögen ursprünglich mächtige Gänge oder Dykes gewesen sein, die durch die Erosion ihres Nebengesteins entblösst wurden (I, 346). Einige erscheinen als an einander gereihte Kuppen, weil der Ausbruch sich auf einzelne Stellen der Spalte concentrirt hatte. Die trachytische Kette des Velay bildet die Ostgrenze des Thales der oberen Loire, als eine lange Folge von Gipfeln und Hochebenen, bald unterbrochen, bald mit Anschwellungen, welche in den Gruppen des Mégal und Mézene zwölf bis fünfzehn Kilom. Breite erreichen. Vom Thale aus erscheint die Kette wie eine seltsam ausgezackte Mauer, mit kühn aufsteigenden Pics und mächtigen, schroff abfallenden Gebirgsmassen, die in der Höhe sich abrunden oder in Plateaux endigen. Die vorherrschende Steinart ist Klingstein, und eine genauere Untersuchung lehrt, dass derselbe aus einzelnen Oeffnungen einer langen von NNW nach SSO sich erstreckenden Spalte ausgetreten ist (Burat, in d'Aub.).

Die Mehrzahl der Ketten, die durch Gleichförmigkeit der Gestalt, Höhe und Ausdehnung sich bemerkbar machen, sind, als dynamische Ketten, durch eine Bewegung der starren oder erweichten Erdrinde entstanden. So lehrt es, theils ihre Schichtenstellung, deren Fallwinkel oft das Maximum der Neigung, unter welcher sich Sedimente ablagern, übersteigt, theils die Natur ihrer Abhänge, welche die abgebrochenen Schichtenköpfe zeigen und so steil und felsigt sind, dass sie nicht durch Erosion gebildet sein können. Viele Ketten dieser Classe sind entstanden durch die parallele Zerspaltung des aufgestiegenen Bodens, zum Theil auch durch ein Zurücksinken der angrenzenden Massen. Beide Abhänge sind schroff und felsigt, meist vertical, wenn nicht spätere Erosion sie abgerundet oder eingeschnitten hat; die obere Fläche ist die des ursprünglichen Bodens; die Schichtenlage steht zu der äusseren Gestalt in keiner Beziehung, sie kann horizontal, schief oder vertical sein, und das Streichen der Schichten das Streichen der Kette unter jedem Winkel schneiden. Ein grosser Theil der alpinischen Ketten zeigt diese Gestaltung. Zur Erzeugung der auffallenden Structur der Ralligstöcke am Thunersee müs-

R. Ralligthurm. N. Niederhorn.
Rs. Ralligstöcke. M. Merligen.
J. Iustithal.

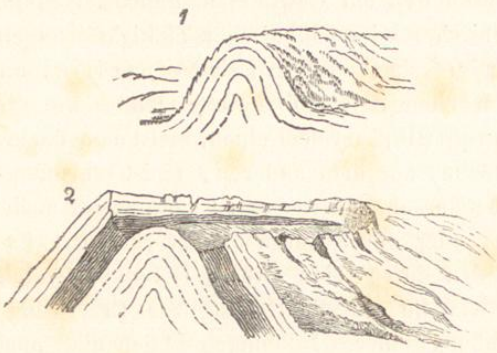
sen Hebung, Zerspaltung und Einsturz sich verbunden haben. Die Ketten, welche von Mittag her gegen das Thal von Frutigen auslaufen, streichen sehr verschieden von ihren zum Theil stark gekrümmten Kalk- und Schiefermassen, deren Stratification von den lothrechten Felswänden schief durchschnitten wird. Dieselbe vom Streichen der Ketten sehr abweichende Schichtenstellung herrscht in den hohen, zum Theil vergletscherten Ketten, welche die südlichen Seitenthäler des Wallis scheiden.

In anderen dynamischen Ketten, die, im Gegensatz der Spaltungsketten, Neigungsketten heissen mögen, steht dagegen die Stratification offenbar mit der Entstehung der Kette in enger Verbindung. Das Streichen der Schichtung ist auch das der Kette, die Schichten sind aufgerichtet, schief oder vertical, und haben eine Drehung um die Linie des Streichens erlitten. — Zweiseitige Ketten zeigen auf beiden Abhängen die Fläche der Schichten. Es sind abwärts gekehrte Fächerketten, wenn die Schichten in einem scharfen Kamm zusammenstossen und nach der Basis hin divergiren, eine Structur, die der Superga bei Turin, dem



aus Molasse bestehenden Sonnenberg bei Luzern, selten aber höheren Gebirgsketten zukömmt, und die wohl nur als eine gewaltsame Faltung durch horizontalen Seitendruck erklärbar ist.

Die meisten zweiseitigen Ketten sind Gewölbketten. Die Lager



steigen an dem einen Abhang auf, biegen sich in einem stärkeren oder schwächeren Bogen um und sinken am anderen Abhang wieder ein. Der Rücken ist meist mit Vegetation bedeckt und erscheint aus der Ferne als eine weit fortsetzende gerade Linie. Zuweilen ist (fig. 2) das Gewölbe der äusseren Lagerfolge eine Strecke weit gesprengt, weil die Masse der Biegung nicht zu folgen vermochte, und auf dem Rücken der Kette ist ein verlängertes Kesselthal entstanden, welches ringförmig das in der Mitte emporragende Gewölbe der tieferen Lager umzieht, das aber auch flach sein kann, wenn die innere Masse, welche das Gewölbe bilden sollte, aus leicht zerstörbaren Steinarten, Thonen und Mergeln, bestand. Nicht selten steigt man durch mehrere stufenweise abgebrochene Ränder äusserer Gewölbe, bis man den Rücken des Centralgewölbes oder die innere Fläche des letzten Kesselthales erreicht. Vollständige oder zersprengte Gewölbketten bilden die herrschende Gebirgsform im schweizerischen Jura, und der Wechsel starrer Kalksteinformationen mit leicht zerstörbaren Mergelbildungen trägt vorzüglich dazu bei, den Gegensatz der felsigt abgebrochenen Gewölbe gegen die meist bewachsenen Thalgründe am Fuss derselben, die ersteren durch Kalkstein, die letzteren durch Mergel gebildet, stark hervortreten zu lassen. — Der Bau dieser zersprengten Gewölbketten ist demjenigen der Centralmassen mit ihren Seitenketten ähnlich; die Ränder der zersprengten Gewölbe erscheinen als ein-

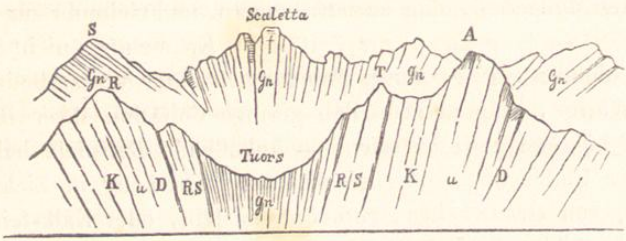
seitige Ketten, zu welchen auf der anderen Seite des Gewölbes sich stets eine gleichartige findet; nur ist die krystallinische Centralmasse ersetzt durch ein Gewölbe neptunischer Steinarten, und von metamorphischer oder plutonischer Thätigkeit zeigen sich keine Spuren. — Andere Neigungsketten sind einseitig, die Schichten fallen nur nach einer Seite, die Kette zeigt, wie die Kette des Niederhorns (S. 210), auf dem einen, meist dem flacheren Abhang die Schichtenfläche, auf dem anderen, meist schroffen Abfall, die Schichtenköpfe; der oberste Kamm ist gerade, oft auch durch spätere Einstürze, oder durch Barancothäler gezackt. Es sind diese Ketten entstanden durch eine lineare Hebung, welche eben so gewirkt hat, wie die centrale Hebung zur Erzeugung der Ringwälle der Erhebungsthäler. In einigen Fällen mag auch die Drehung durch eine Senkung des abwärts gekehrten Theiles der Schichtenmasse veranlasst worden sein. In den Alpen muss häufig ein Seitendruck die Bewegung erzeugt, oder doch wesentlich dazu mitgewirkt haben, indem zu einer Drehung der Raum fehlt, und die Ketten offenbar auf die ihnen vorliegenden Massen angepresst sind. Die Stellung der äussersten steil S fallenden secundären Kalkkette gegen das vorliegende tertiäre Nagelfluhgebirge, wie sie sich durch

W. Wäggis. N. Nagelfluh.
S. Schneealpli. K. Secundärer Kalkstein.
F. Fitznauerstock.

die ganze Schweiz, vom Genfersee bis nach Appenzell zeigt, beweist eine Ueberschiebung der älteren, ursprünglich tiefer liegenden Massen über die jüngeren, durch einen aus dem Inneren der Alpen stammenden Druck, der auch die schiefe, oft beinah verticale Stellung der Lager beider Bildungen verursacht haben muss.

Durch die Wirkung eines von zwei Seiten her von unten nach oben convergirend wirkenden Drucks, oder eines Zusammensinkens

gegen die Axe ist die Entstehung von Muldenketten und aufwärts gekehrten Fächerketten erklärbar. In beiden zeigen die zwei Abhänge das Ausgehende der Schichten. Eine Anlage zur Muldenstructur zeigt sich in der Kette der Ralligstöcke (S. 210). Als die grossartigsten Beispiele aufwärts gekehrter Fächer wären die alpinischen Gneisgebirge der Centralmassen anzuführen, wenn die Gneistafeln wirklich als Schichten betrachtet werden dürften. Es kommt diese Structur indess in den Alpen auch in unzweifelhaft geschichteten Gebirgen vor; so in dem aus schwarzem Thonschiefer und Glimmerschiefer bestehenden Griespass, zwischen Oberwallis und Formazza; so auch an der ähnlich zusammengesetzten, an der Nordseite aus Rauchwacke, an der Südseite aus schwarzem Schiefer bestehenden Scheidecke der Greina, und auf gleiche Weise am Ausgang der Val Tuors gegen Bergün, im westlichen



Gn. Gneis u. Glimmerschiefer.
RS. Rother Sandstein.
K. u. D. Kalkstein u. Dolomit.
S. Schwarzhorn.
R. Ravesch.
T. Tischalp.
A. Albulahorn.

Fortstreichen des Gneisfächers der Scalettakette. Die mittleren verticalen Schichten in V. Tuors sind noch Gneis und Glimmerschiefer, dann folgen zu beiden Seiten rothe Sandsteine, dem Gneis zufallend, und diese werden auf der einen Seite unterteuft durch den Kalk und Dolomit der Albulakette, auf der anderen durch die aus gleichem Gestein bestehende Raveschkette.

Literatur. Thurman, *soulèvemens jurassiques* 1832; Gressly, *le Jura soleurois*, *Schweiz. Denkschr. II u. V*

62. Krümmung der Schichten.

Keine Erscheinung vielleicht beweist so deutlich die energische Einwirkung mechanischer Kräfte und eines starken, oft von der

Seite her ausgeübten Drucks, als die Biegungen, Zerknickungen und Falten, welche häufig die neptunischen Sedimentlager zeigen. Mag auch für krystallinische Steinarten, wie Gneis, Glimmer- oder Hornblendschiefer, der Zweifel gestattet sein, ob diese Krümmungen, die bei ihnen zuweilen im Inneren sonst ebener Straten vorkommen, nicht eher einen molecularen Ursprung haben mögen, so steht es dagegen fest, dass vielfach zerkrümmte und verschlungene Lagerfolgen von gemeinem, Petrefacten einschliessendem Kalkstein, gemeinem Sandstein, oder abwechselnder Straten von Kohlen, Sandstein und Schiefer sich ursprünglich als ebene oder höchstens schwach und nur einfach gebogene Schichten abgelagert und ihre jetzige Krümmung durch einen gewaltsamen Druck erhalten haben müssen. Die Ueberzeugung, die man durch wiederholte Ansicht dieser Erscheinungen gewinnt, ist so sicher, dass sich ihr auch der Zweifel unterordnet, wie es möglich sei, dass starre Lager sich krümmen und falten, ohne zu zertrümmern, und vielmehr zur Ansicht zwingt, dass jene Lager zur Zeit ihrer Krümmung nicht absolut starr, sondern, sei es durch Feuchtigkeit unter Wasserbedeckung, oder Wärme, oder ursprünglich geringe Cohäsion ihrer Bestandtheile, biegsam gewesen seien. — Auffallende Beispiele halbkreisförmiger Umbiegung, oder wiederholter Knickung in Zickzackgestalten, von Grauwacken, rothem Sandstein, oder Kalksteinlagern sind abgebildet in Localbeschreibungen englischer Gebirgsgegenden. — In der Bretagne, zwischen Rennes und Nantes, bildet die Grauwacke acht parallel auf einander folgende Gewölbketten oder Sättel, als eben so viele Falten, die in der Tiefe muldenförmig zusammenhangen; die Einbiegungen sind zum Theil ausgefüllt durch ebenfalls muldenförmig aufgelagerten Dachschiefer, der sich ursprünglich auch über die Gewölbrücken erstreckt haben muss, hier aber durch Erosion abgetragen wurde (Dufrénoy). — In den meisten Kohlenbezirken ist die aus dünnen abwechselnden Straten von Schieferthon, Sandstein und Kohle zusammengesetzte Bildung höchst sonderbar gefaltet, ohne dass an der Oberfläche, in Folge späterer Erosion (I, 353), diese gewaltsame Störung der inneren Structur merkbar würde. Die Schichten der Kohlenwerke von Anzin bei Valenciennes fallen mit 75° S, biegen sich in der Tiefe unter einem Winkel von 60° Grad um und steigen ge-

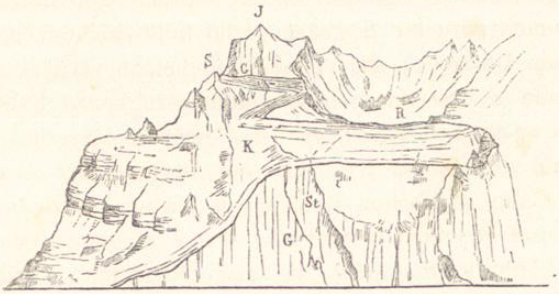
gen N auf, biegen sich wieder um und fallen wie früher nach S; und ähnliche Zickzackfalten zeigen sich in der ganzen Ausdehnung des Niederländischen Kohlenreviers, von Douai bis Aachen, und sind besonders bei Mons durch Chevalier, in der Gegend von Lüttich durch Dumont genau nachgewiesen worden. An dieser Faltung des Bodens hat auch die aus Thonschiefer, Grauwacke und Kalkstein bestehende Grundlage (Terrain anthraxifère) der Kohlenbildung Theil genommen, und die gegenwärtige Structur des Bodens kann nur erklärt werden durch einen Seitendruck, der ungefähr von N 10 W her die früher horizontalen Lager zusammengequetscht haben muss. Auf der rechten Rheinseite findet sich diese Folge von Sätteln und Mulden auch im Steinkohlengebiet von Westphalen und in seiner Grundlage wieder; berühmt ist besonders die Gegend von Arnsberg durch ausgezeichnete Sattelstructur des Kalksteins. — Die aus ähnlichen Steinarten bestehenden Ardennen zeigen dieselbe Faltung und Umbiegung der Straten, besonders deutlich bei Fumay, wo die Schichten zum Theil, wie die Bogen eines geschlossenen Buches, vollständig umgelegt sind. Das Streichen der Schichtung bleibt bei allen diesen Störungen unverändert.

Mit der Grossartigkeit, welche diese Krümmungen im Kalkgebirge der Alpen gewinnen, steigert sich die Schwierigkeit ihrer Erklärung. Die frühere horizontale Lagerdecke scheint durch eine Menge Spalten zersprengt und durch einen vom Inneren der Alpen ausgegangenen Seitendruck auf weniger als die Hälfte ihrer früheren Breite reducirt worden zu sein. Gewölbketten und Mulden, so häufig im Jura, kommen selten vor; dagegen wurde häufig der eine Theil einer horizontal gebliebenen Lagermasse so vollständig umgebogen, dass er wieder horizontal auf den anderen Theil zu liegen kam; vertical aufgerichtete Schichtensysteme sind, wie Binden von Leinwand, durch ihr eigenes Gewicht in Falten zusammengefallen. — Je nach der Grösse ihrer Schenkel und dem Einfluss, den sie auf die äussere Gestalt ausgeübt haben, lassen sich die Krümmungen, jedoch ohne scharfe Scheidung, in kleine und grosse theilen. Zu den ersteren zählen wir die wellen- und zickzackförmigen Biegungen, mit Schenkeln von der Länge einiger Fusse oder Klafter, die öfters an Felswänden, besonders der

Kalkgebirge sichtbar werden. So die vertical wellenförmigen oder wie zusammengedruckte S gekrümmten Kalkschichten des Axenberges am Urnersee; die ebenfalls in beinah vertical auf einander folgende S wie in sich zusammengesunkenen Kalklager des Ballenberges bei Meiringen; die Krümmungen im Kalk der Altels und des Doldenhorns, am Ausgang des Gasterengrundes; die vielfachen Z förmigen Biegungen der verticalen Kalklager bei Wyssenburgbad; die Z Biegungen der Molasse oberhalb Alby in Savoyen; die ausgezeichneten S und Z förmigen Windungen an den hohen Felswänden zwischen l'Arche und Châtelard oberhalb Barcelonette in Dauphiné. — Die gewöhnlichste Form grosser Krümmungen ist die eines C, oder einer Zurückbiegung zu vollkommenem Parallelismus, so dass man an dem offenen Ende der Biegung diese nicht ahnen würde. Die Anzahl bedeutender Kalkberge in den Schweizeralpen, welche auf diese Weise umgebogen und hiedurch zu einer Höhe gelangt sind, die der doppelten Mächtigkeit der Kalkformation gleich kommt, ist vielleicht grösser, als die der Gebirge ohne Biegung; die Länge der Schenkel beträgt zuweilen nicht viel weniger als eine Stunde.

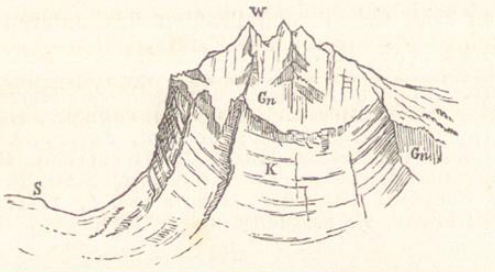
Hunnenfluh.

Nur in der näheren Umgebung von Interlaken zeigt sich diese Krümmung an der Schwalmeren, am Bellenhöchst, an der Hunnenfluh, am Harder, und, etwas entfernter, sehr ausgezeichnet am Giswylerstock. Die grösseren vom Gneis umschlossenen Kalksteinkeile der Berneralpen sind wahrscheinlich alle hieher zu zählen; man erkennt die Umbiegung deutlich an der



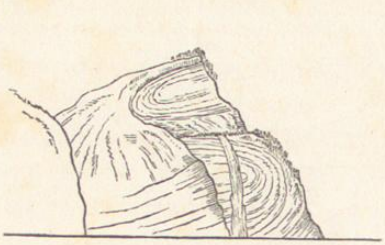
J. Jungfrau. R. Roththal. K. Kalkstein.
S. Silberhorn. St. Stufistein. G. Gneis.

Jungfrau im Roththal und am Mettenberg (S. 157). Die gleich gestaltete Kalkmasse des Wetterhorns ist unter der Last des auf-



W. Wetterhorn. Gn. Gneis.
S. Scheideck. K. Kalkstein.

gelagerten Gneises zusammengequetscht worden. Das Knie der Biegung ist häufig den Hochalpen zugekehrt, als ob der ihnen näher gelegene Schenkel mit ihnen gehoben worden und dann übergestürzt wäre. Doch fehlen keineswegs Ausnahmen: die Brienzergräthe schon kehren ihr Knie gegen Nord, und in weit grösserer Ausdehnung noch zeigt die Hauptkette von der Gemmi bis an die Diablerets diese Biegung an ihrem Nordabfall, der allgemein wie das dazu gehörende Ammertenhorn (I, 350) gestaltet ist. — Fast eben so häufig, besonders in den hoch aufgeworfenen Gipfeln, ist die Biegung nach grossen S, indem der obere Schenkel des C in dem Gipfel sich noch einmal zurückbiegt. Die be-



Nant d'Arpenas.

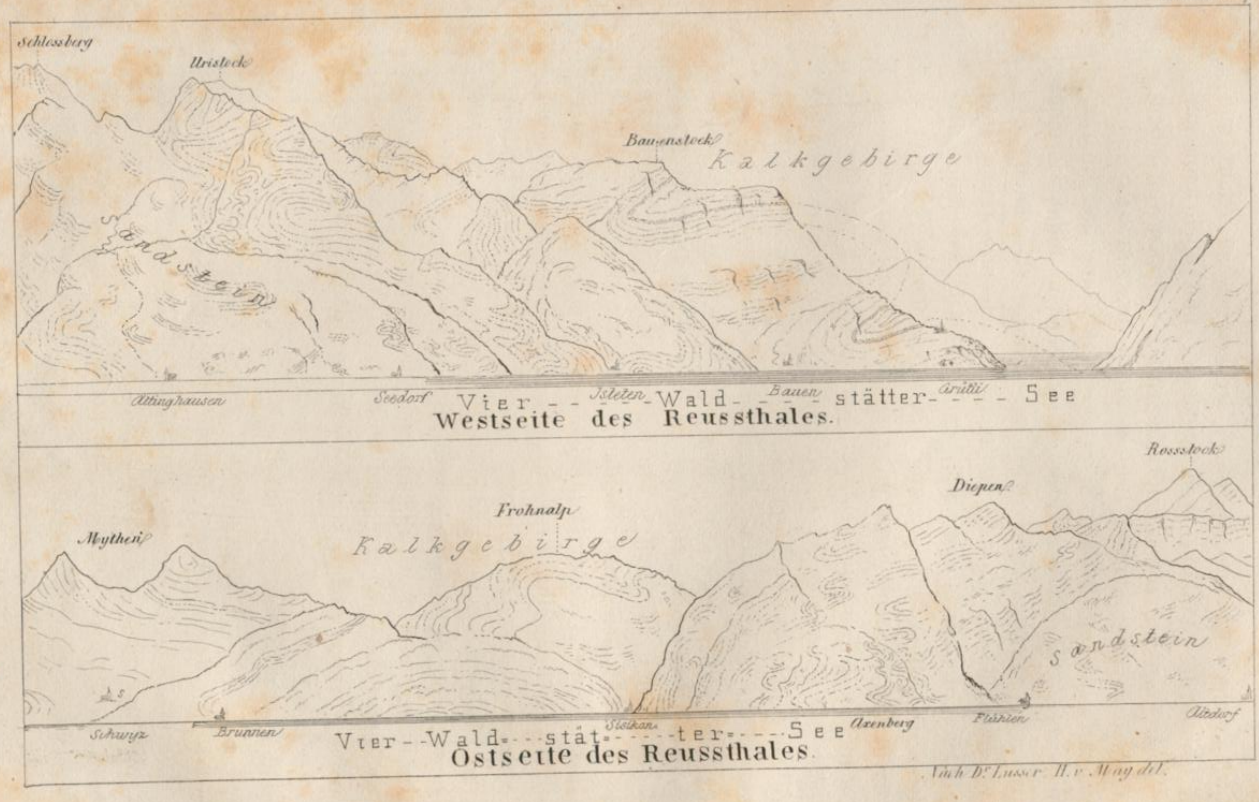
Dreimännlifluh in der Niesenkette.

rühmte Krümmung am Nant d'Arpenas gehört in diese Classe; man findet sie wieder in der Dent de Morcles (I, 349), im Dreispitz, südlich vom Thunersee, mit öfters wiederkehrenden Biegungen in mehreren Gipfeln der Niesenkette, und in oft sehr weit horizontal ausgezogenen Windungen in den Thälern südlich vom Wallenstadtersee. Die ganze Mannigfaltigkeit dieser Bildungen zeigt sich in den Profilen des unteren Reussthales von Lusser (Tab. III).

Literatur. Abbildungen oder genauere Beschreibungen von Schichtenkrümmung geben: de Saussure, *voyages dans les alpes*; Héron de Villefosse, *de la richesse minérale, atlas;* Dumont, *descr. géol. de la prov. de Liége*, 1832; Conybeare, *geolog. Trans. II;* Macculloch, *Western Islands*, 1819; Lusser, *Alpendurchschn. vom S. Gotthard, Schw. Denkschr. I*, 1829 *u. VI*, 1842; Dufrénoy, *explic. de la carte géol. I*, 1841; v. Leonhard, *popul. Geologie;* Fuchs, *die Venetianer Alpen*, 1844.

63. Gebirgssysteme.

Die verschiedenartigen Erhöhungen des Erdbodens, die Hochebenen, Kuppengebirge, Ringwälle und Ketten erscheinen enge unter sich verbunden und gruppenweise zusammengedrängt in Gebirgssystemen, die sich zum Theil nur über wenige Erdgrade, zum Theil über ganze Continente und Hemisphären ausbreiten. Es ist klar, dass diese Vereinigung nicht als eine zufällige betrachtet werden darf, und dass, je nach der vorherrschenden Gestalt der Gebirgselemente und ihrer Anordnung im System auch das Bildungsprincip des Systemes ein anderes gewesen sein muss. Die Ergründung dieser Bildungsprincipe stösst jedoch auf grosse Schwierigkeiten. Die topographische Abgrenzung der einzelnen Gebirgssysteme, die Trennung z. B. zwischen den Alpen und dem Apennin, oder den illyrisch-türkischen Gebirgen, des Schwarz-


Schlossberg
Uristock
Bauenstock
Kalkgebirge
Sandstein
Attinghausen
Seedorf
Vier-Isleten-Wald-Bauen-stätter-Grütli-See
Westseite des Reussthales.
Rossstock
Diepen
Frohnalp
Mythen
Kalkgebirge
Sandstein
Schwyz
Brunnen
Vier-Wald-stät-Stelkan-ter-See
Axenberg
Flüelen
Altdorf
Ostseite des Reussthales.
Vieh Dr. Lusser lith. v. May del.

walds vom Odenwald und Spessart, ist keineswegs scharf und scheint beinah der Willkühr preis gegeben, und doch kann nur unter Voraussetzung bestimmt individualisirter Gruppen von einem jeder Gruppe eigenthümlichen Princip die Rede sein. Es ändert ferner nicht selten ein System in seiner Fortsetzung den Charakter, ohne dass sich die Grenze der verschiedenen Bildungsformen festsetzen, oder das System selbst in mehrere selbständige Systeme trennen liesse. Die Gestaltung des schweizerischen Jura z. B. ist von derjenigen der Würtemberger Alb wesentlich verschieden; die Alpen zeigen einen tief eingreifenden Wechsel in ihrer Form und Structur, sowohl nach ihrer Längenerstreckung, wenn man die südfranzösischen, die schweizerischen und die östreichischen Alpen vergleicht, als nach der Breite, wenn man die äussere Zone der Oisansgebirge, des Montblanc, der Berneralpen, der inneren an Piemont und die Lombardie angrenzenden Zone entgegenhält. Doch aber wird man den Jura und die Alb stets als zusammengehörende Theile eines Ganzen betrachten; man wird auch ferner zwischen westlichen und östlichen, nördlichen und südlichen Alpen unterscheiden, nicht aber diese Theile als selbständige von einander unabhängige Gebirgssysteme anerkennen. Es ist dieselbe Erscheinung, die in der Untersuchung des Zusammenhangs der Vulcane und der Erdbeben zur Feststellung von Gruppen, Zonen und Regionen und zu immer weiterer Ausdehnung der Grenzen gegenseitiger Abhängigkeit geführt hat. Wie in diesen Fällen wird man auch in einer Theorie der Gebirge zwischen einer näheren und entfernteren Verbindung zu unterscheiden, und beschränktere Wirkungssphären allgemeineren unterzuordnen haben.

In der grossen Mannigfaltigkeit der in einander übergehenden Formen von Gebirgssystemen treten zunächst, den vulcanischen und sismischen Regionen und Zonen entsprechend, zwei Grundtypen hervor, welche seit den Anfängen einer wissenschaftlichen Orographie unterschieden worden sind. Massengebirge sind Erhebungen, die sich ungefähr gleichmässig nach beiden Dimensionen ausbreiten, nächstdem aber jede Verschiedenheit der Grösse, Anordnung und Gliederung ihrer Theile zulassen; Gebirgszonen, nach der Ansicht, die sie aus der Ferne darbieten, uneigentlich

auch Gebirgsketten genannt, sind Systeme, die sich, bei geringerer Breite, weithin in die Länge erstrecken. Bei jenen hat die hebende Kraft nach Flächen, bei diesen mehr linear gewirkt. Auch diese Grundformen sind jedoch nicht scharf getrennt: grösseren Massengebirgen können Gebirgszonen als Glieder untergeordnet, oder aufgesetzt sein, und umgekehrt kommen öfters in grösseren Zonen untergeordnete Massengebirge vor.

64. Massengebirge.

Es lassen sich als Grenzen der Ausdehnung dieser Gebirgsform die einzelne Kuppe und die Continentalmasse selbst bezeichnen, und für beide Extreme sind Beispiele einer jetzt noch fortschreitenden Hebung bekannt. — Ein Massengebirge kann entstanden sein durch den Ausbruch oder das Aufsteigen von Massen aus vielen siebartig über eine Fläche zerstreuten Oeffnungen, und stellt in diesem Fall sich dar als eine Gruppe von Kraterkegeln, wie die der Phlegräischen Felder, oder von Kuppen und Domen, wie die aus Trachyt bestehenden Euganeischen Hügel, oder wie die Basalt- und Phonolithkuppen des Vogelsgebirges und der Rhön. Die Thäler winden sich ohne constante Richtung zwischen den Kuppen durch, ansteigend und Joche bildend, wo diese sich so nahe stehn, dass ihre Abhänge sich schneiden, in flache Thalgründe sich erweiternd, wo die Kuppen aus einander treten. — Granit, Porphyr, Trapp bilden meist zusammenhängende Massen, als ausgedehnte Tafelländer, oder als flache Kugelsegmente; sei es, dass die in mehreren Canälen aufgestiegene Masse an der Oberfläche zusammengeflossen sei, wie der Trapp der schottischen Inseln (I, 292), oder dass der Boden selbst, wie eine gährende Masse, eine Anschwellung erlitten habe. Am Rande der erhobenen Masse steigen die Schichten der durchbrochenen und aus einander geschobenen Formationen an ihr in die Höhe, abgerissene Stücke dieser Formationen werden durch ihr Grundgebirge mit erhoben und bedecken es fleckweise; alle Thäler sind Spalten- oder Erosionsthäler. Das granitische Tafelland von Central-Frankreich erhebt sich wie eine grosse Insel mitten aus Secundärbildungen; die Oberfläche, obgleich uneben, behauptet eine ziemlich constante abs. Höhe von

750m ; mehrere tiefe und lange Thäler mit schroffen Wänden sind Wirkungen der Zerspaltung des Bodens bei seiner ursprünglichen und bei späteren Hebungen; andere, mehr erweiterte Thäler mit sanfteren Gehängen müssen durch gewaltige Ströme erzeugt worden sein (Dufrénoy). Die Vogesen, sagt Elie de B., werden durch ihre Isolirung zwischen den sie umgebenden Ebenen als eine natürliche Gruppe bezeichnet; sie theilen aber diese Vereinzelung mit der Gruppe des Schwarzwaldes und Odenwaldes auf der anderen Rheinseite, und beide Gruppen sind sich so ähnlich, dass man nicht anstehn kann, sie als Theile eines natürlichen grossen Ganzen zu betrachten. Aus der Ferne sieht man beide allmählig, die eine aus Lothringen, die andere aus Würtemberg, wie ein sehr gedrücktes Gewölbe, dem der Schlussstein fehlt, gegen das Rheinthal zu ansteigen, und es scheint dieses durch das Zurücksinken dieses Schlusssteines in die Tiefe entstanden zu sein. — In anderen Gegenden hat das Grundgebirge die äussere Schale der Sedimentablagerungen nicht zu durchbrechen vermocht; wie es jetzt noch in Schweden und Chili geschieht, sind grössere Flächen geschichteter Formationen zugleich aufgestiegen und haben Tafelländer und Massengebirge stratificirter Steinarten gebildet. Den reinsten Typus dieser Bildungsform finden wir in den Kalk- und Sandsteinablagerungen des Flachlandes von Russland, oder des inneren Nordamerika, welche vollkommen horizontal sich einförmig über viele hundert Meilen ausdehnen, und nur in den tief eingeschnittenen Stromthälern die Schichtenfolge erkennen lassen. Jede Ungleichheit des Drucks von unten musste eine verticale Zerspaltung der gehobenen Masse bewirken, und, bei horizontaler Schichtung, hat sich dieselbe in grosse cubische Gebirgsstöcke getheilt, wie der Sandstein von Pirna in der sächsischen Schweiz, oder der Dolomit der Venetianer Alpen, oder der Sandstein der Hochebene von Abyssinien. Von der Erweiterung dieser Spalten durch die Erosion hängt es ab, ob das Land sich als eine von Schluchten durchzogene Hochfläche, oder als eine Niederung mit aufgesetzten Bergmassen darstelle. Diese Zerspaltung des Bodens ist charakteristisch für die Massengebirge der Ardennen und des Westerwaldes, deren Stratification vielfach gebogen und oft steil gegen den Horizont einfallend ist, und

scheint hier grösserentheils Wirkung der Erosion zu sein. »Die Ardennen, sagt D'Omalius d'Halloy, sind ein ziemlich flaches Gebirge, eine längere Folge von Hochebenen, die nur leicht gewellt sind; wo grössere Ströme sie durchschneiden, wie die Maas, der Semay, Ourt, Rœr, ist der Boden zerrissen durch eine Menge von Thälern und Schluchten, mit öfters 200m hohen verticalen Abstürzen, die von den Hauptthälern aus sich wie die Aeste eines Baumes vielfach gliedern und ins Innere verzweigen.« Das ganze Westphälische Schiefergebirge trägt, nach Hoffmann, das Gepräge der grössten Einförmigkeit; es ist eine ausgedehnte Hochfläche, in welche wir eintreten, wenn wir die Ränder seines äussersten Abfalls überstiegen haben. Nur die zuweilen reichlich eingewebten Thaleinschnitte unterbrechen diese einfache Gestaltung, indem sie mit scharf abgeschnittenen Rändern im Inneren des Hauptgebirges einzelne Gebirgskörper absondern, die oft nur durch schmale Verbindungsstreifen mit der übrigen Masse zusammenhängen.

65. Gebirgszonen.

Von der einfachen Kette bis zu vielgliedrigen Gebirgssystemen, die, wie die Anden in Amerika, sich über ganze Hemisphären erstrecken, finden wir Zonen von allen Abstufungen der Grösse und Mannigfaltigkeit des Baues. Ihre Richtung, so weit sich dieselbe, bei der grossen Breite und Verwicklung vieler, bestimmen lässt, ist meist gerade, d. h. sie folgen der Richtung grösster Erdkreise; doch gilt diess Gesetz nur für Systeme mittlerer Länge, wie die Pyrenäen, oder der Caucasus, oder für einzelne Stücke grösserer Zonen. Die grösste geradlinigte Erstreckung zeigt die Zone der südamerikanischen Anden vom Cap Pilares, nahe an der Südspitze des Continents bis nach Hoch-Peru, in einer Ausdehnung von 40 Breitegraden oder 600 g. M.; sie wird vielleicht nur von der sehr unvollkommen bekannten Zone des Kuenlun übertroffen, die vom Südrand des Kaspischen Meeres, unter dem 35° der Breite, bis über den See Kuku-nor hinaus sich zu verlängeren scheint, so dass ihre Ausdehnung 60 Längengrade oder bei 700 g. M. betragen würde (v. Humb.). — Viele Gebirgszonen werfen sich, nach längerem geradem Fortstreichen, in neue

Richtungen, oder sie bilden einen Gebirgsknoten, von dem aus sie sich in mehrere Arme verzweigen, von denen vielleicht keiner in der früheren Richtung beharrt. So streicht der Apennin vom Col di Tenda aus erst gegen ONO bis Genua, dann biegt er sich gegen OSO und folgt dieser Linie bis an die Quellen der Tiber, von wo an er, wie die Halbinsel selbst, gegen SO fortsetzt. Die Alpen streichen von Genf bis Wien ziemlich constant nach ONO; bei Villach und Klagenfurth beginnt die südliche Kalk- und Dolomitmasse, die vom Ortasee an stets mit dem Hauptgebirge enge verbunden war, sich davon zu trennen und nach SO zu wenden, um tief nach der Türkei hin fortzusetzen; der nördliche Schenkel geht bei Wien durch das Leithagebirge in die NO streichenden Karpathen über. Die Anden, welche von Süd her ohne Abweichung der geradlinigen Küste von Chili parallel bleiben, wenden sich von Arica an mit der Küste gegen NW und erleiden eine Gabelung, und diese Biegungen und Theilungen wiederholen sich noch öfters bis zur Landenge von Panama; die Zone folgt der stark nach W ausgebogenen Küstenlinie, und in Neu-Granada wendet sich ihr Hauptstamm sogar nach NO und geht in die ganz nach O fortsetzende Küstenkette von Venezuela über; in Neu-Spanien und in den Felsgebirgen wird, nach mehrfachen Biegungen und Gabelungen, die NW Richtung die herrschende, so dass das nördliche Ende der Zone, an der Mündung des Mackenziestromes, 61 Längengrade von dem südlichen absteht. — Es können diese Biegungen und Verzweigungen mit analogen Eigenthümlichkeiten der Erzgänge verglichen werden, und so wenig als die zwei Schenkel oder die Verzweigungen eines Ganges als für sich bestehende Ganze betrachtet werden, so wird auch in der Biegung oder Zerspaltung einer Gebirgszone allein kein zureichender Grund gefunden werden, dieselbe in mehrere selbständige Massen zu theilen. — In einigen Gegenden glaubt man auch eine Verbindung mehrerer Zonen, oder die Krümmung einer einzigen zu grossen Kreisgebirgen zu erkennen, welche eben so im Grossen die Ringwälle wiederholen würden, wie die geraden Zonen die einzelnen Ketten. Nach dieser Form erscheint der grosse Gebirgskessel von Böhmen gebildet, und der noch grössere von Ungarn; auch die Umzingelung von Piemont durch die Alpen und den Apennin ist diesem Bildungs-

gesetz untergeordnet. — Die Gliederung und innere Gestaltung der Zonen ist eben so verschiedenartig, als die der Massengebirge, und ihre Erklärung kann nicht aus einem einzigen und einfachen Princip hergeleitet werden. Obgleich ferner mehrere Bildungsformen zuweilen in derselben Zone vorkommen, theils neben einander, so dass in einem Stück der Zone die eine, in einem anderen eine andere herrschend ist, theils durch einander, so dass die Gestaltung desselben Stücks den Typus mehrerer Formen zugleich trägt, so zeigt doch jede grössere und selbständige Zone einen vorherrschenden Typus, dem sie in ihrer ganzen Erstreckung mehr oder weniger treu bleibt. Als Grundformen dieser Gestaltung sind hervorzuheben, die Tafelzone, die Zone mit Centralmassen, die Kettenzone. — In jeder dieser Bildungsformen unterscheidet man Längenthäler, deren Richtung mit derjenigen der Zone ungefähr übereinstimmt, und Querthäler, deren Richtung die der Zone rechtwinklicht schneidet, und als Thäler in Zwischenrichtungen kann man noch Diagonalthäler beisetzen. Anstossende, in gleicher Linie fortsetzende Längenthäler stehn durch Längenjoche unter sich in Verbindung, Querthäler durch Querjoche. Je nach dem Grundtypus der Zone tragen diese Thäler einen ganz verschiedenen Charakter. Nur in Gebirgssystemen, worin Neigungsketten vorkommen, stehn die Thäler, sowie die Ketten selbst, in engerer Beziehung zu der Stratification. Die Längenthäler sind dem Streichen der Schichten parallel, die Querthäler durchschneiden dieses Streichen senkrecht. Die Längenthäler sind gleichfallend, isoklinal, (Fig. 1), wenn die Schichtung

1 2

auf beiden Thalseiten gleiches Fallen hat, so dass die eine, meist schroffe Thalwand, das Ausgehende, die andere, meist sanftere, die Fläche der Schichten zeigt; sie sind abfallend, antiklinal, (Fig. 2,) wenn beide Thalwände das Ausgehende der vom Thalgrund abfallenden Schichten zeigen; sie sind Muldenthäler, zu-

3

fallend, synklinal (Fig. 3,) wenn beide Thalseiten durch die Schichtenflächen gebildet werden.

66. Tafelzonen.

Es sind diese Zonen verlängerte tafelartige Massengebirge, und die Bildungsprocesse beider Formen wohl nur durch die Gestalt der Oeffnung unterschieden, durch welche die hebenden Kräfte auf die Erdrinde eingewirkt haben. In ihrer einfachsten Form erscheinen sie als breite Rücken und verlängerte Hochflächen, mit steilem Abfall nach beiden Seiten, wenn die gehobene Masse keine Drehung um die Längenaxe erlitt, oder steil nach der einen Seite, flach nach der anderen abfallend, wenn durch stärkere Hebung oder Senkung der einen Seite, wie bei einseitigen Ketten, eine schiefe Stellung erfolgte. Frühere Unebenheiten der Oberfläche, locale Zerrüttungen und Einsenkungen während der Hebung, später ausbrechende Eruptivmassen können die Einförmigkeit des gehobenen Tafellandes mannigfaltig unterbrechen. Spaltenthäler und Erosionsthäler sind vorherrschend, und die Thalbildung steht daher, so wie die äussere Gestalt der Gebirgstheile, in keiner Beziehung zu der Stratification. Unabhängig von diesen Thalsystemen kommen aber auf der Hochfläche oft auch Längenthäler vor, als flache Muldenthäler, oder tiefere Einsenkungsthäler, entstanden vielleicht durch Faltung der breiten Gebirgsfläche, oder theilweises Zurücksinken derselben. Bei stark entwickelter Thalbildung tritt die Ausdehnung des höheren Tafellandes gegen die Breite der Thalgründe zurück, das Gebirge erscheint als ein der tieferen Fläche des Thalbodens aufgesetztes, in kleinere Massen und Ketten zerrissenes. — »Den grössten Theil der Skandinavischen Halbinsel, sagt Schouw, nimmt eine zusammenhängende Gebirgsmasse ein, die vom Varangerfjord, im nördlichsten Theile der Halbinsel, bis zu deren südwestlichsten Ende sich erstreckt. Die Gebirgmasse dehnt sich zuerst unter dem Namen des Lappländischen Gebirges und des Kiölen gegen SSW aus, wendet sich darauf als Dovrefield ge-

gen WSW und nimmt südlicher wieder die frühere Richtung, als Langfjeld, Sognefjeld, Hardangerfjeld. Am nördlichsten Ende stürzt das Gebirge jäh ab gegen das Weisse Meer. Auch die Westseite ist ungemein schroff; tiefe, schmale Fjorde treten an die Stelle der Thäler; oben auf der Fläche bemerkt man sie oft gar nicht, bis man ihnen ganz nahe ist und erblickt dann in einer Tiefe von mehreren tausend Fuss den Fjord, an dessen schmalen Ufern kleine bebaute Plätze die Nähe menschlicher Wesen verkünden; die Klippen sind so jäh, dass die Fahrt von einem Hofe zum anderen gewöhnlich zu Wasser geschieht. Die Gebirgsmasse hat oben keine Firste oder Rücken, sondern ist abgeflacht, so dass grosse Strecken sich finden, die zwar keine völlige Ebene, aber doch eine nur wellenförmige Oberfläche darbieten und darum Gebirgsebenen, Fjeld, genannt werden. Auf der Ostseite senkt sich die Gebirgsmasse sehr allmählig gegen den Bothnischen Meerbusen und verliert sich in Ebenen; bald gehen Seitenzweige ab, wodurch grosse Querthäler entstehn, als Herjedalen, Oesterdalen; bald tritt die ganze Masse seitwärts aus und bildet Hochflächen, wie die Lappmarken, Tellemarken.« — Die Beschreibung der allgemeinen Formen des grossen nordischen Gneisgebirges lässt sich fast wörtlich auf das schwäbische Kalkplateau übertragen. Die Rauhe Alb kehrt gegen NW einen schroffen Absturz von tausend Fuss Höhe, während der andere Abhang sich langsam gegen SO verflacht. Die obere Fläche ist öde und so einförmig, dass man glauben könnte, sich in einem unbegrenzten Flachland zu befinden; nur schwache Einbiegungen unterbrechen die traurige Ebene. Die Straten liegen in ihrer natürlichen Aufeinanderfolge; sie fallen mit wenigen Graden gegen SO und zeigen am nördlichen Abfall die Schichtenköpfe. Alle Thäler sind Spaltenthäler, oft so enge, dass man sie erst am Eintritt gewahr wird, und mehrere, die Thäler der Donau, der Wernitz und Pegnitz, zerschneiden die Gebirgsmasse nach ihrer ganzen Breite. Die von N her eindringenden Thäler sind schluchtenartige Querthäler und ihr Hintergrund wird stets durch steile Felswände abgeschlossen. »Die Hebung der Alb, sagt v. Mandelsloh, kann nicht durch eine Drehung ihrer Schichten erklärt werden, denn es sind grosse Landstriche horizontal aufgestiegen; der Hebungsprocess ist von demjenigen, durch den der Schwarzwald und die Vogesen entstanden

sind, so wie auch von dem, der die Ketten des schweizerischen Jura gebildet hat, gänzlich verschieden.« — In grösstem Maassstabe erscheint der Tafelbau in der Zone der Anden. Die Cordillere von Südamerika ist auf ihrem obersten Rücken bald in zwei, selten in drei parallele Zweige zerspalten, welche die auf abs. Höhen von 8000 bis 12000 F. liegenden Tafelländer nnd Becken des Titicacasee's, von Cauca, Caxamarca, Cuença, Quito, Bogota u. s. w. einschliessen, bald ist sie durch mächtige Gebirgsknoten, welche jene Becken begrenzen und den Gabelungen als Ausgangsmassen dienen, gegliedert; so wird das Becken von Titicaca im S durch den Knoten von Potosi, im N durch den von Cuzco abgeschlossen, nördlich von Cuzco folgt das Becken von Cauca; das Hochthal, das die Doppelreihe der Vulcane von Quito einschliesst, wird durch die Knoten von Loxa und Los Pastos begrenzt und durch zwei Querdämme in drei gesonderte Becken abgetheilt. (v. Humboldt). In Mexico folgen eben so gleichförmige aber weit ausgedehntere Bergplatten auf einander, ohne Unterbrechung vom 18ten bis zum 40ten Breitengrade; ihre Richtung bestimmt die der ganzen Zone. In Peru und Quito sind die Hochflächen und Becken oft durch Querthäler getrennt, die bis 4500 F. Tiefe haben, und deren steile Wände nur mit grosser Anstrengung zu erklimmen sind; in Mexico hängen die Bergplatten so zusammen, dass von der Küste der Südsee bis S. Fé in Neu-Mexico, ja bis ins Gebiet der Vereinigten Staaten Räderfuhrwerk rollen könnte. (Mühlenpfordt). Auf diesen Hochebenen stehn die vulcanischen Kuppen zerstreut, oder in Zügen vereinigt, deren Streichen mit dem der Zone nicht immer übereinstimmt, wie parasitische Anwüchse, die auf den Bau des mächtigen, aus stratificirten Formationen bestehenden Tafellandes keinen Einfluss gehabt haben können. Die einen jener Becken sind ganz geschlossen, wie die von Titicaca und von Mexico; aus denen von Cauca, Cuença und Almaguer können die Gewässer durch eine enge Seitenöffnung abfliessen. Ihre Entstehung steht offenbar mit der Emporhebung der ganzen Zone in engem Zusammenhang; man glaubt darin jene Longitudinal-Einsenkungen der Gewölbketten wieder zu erkennen, die, wenn sie über einen weiten Raum ausgedehnt sind, in der Mitte zerbrechen und zurückfallen (v. Humb.) — Auch die

Alpen sind grösstentheils als Tafelzone gebildet; der wesentliche Charakter dieses Baues tritt aber oft weniger deutlich hervor, wegen grosser Zerstücklung durch zum Theil sehr erweiterte Spaltenthäler, und weil vor der Hebung der alpinische Boden bedeutende Störungen erlitten haben muss. Der obere Rücken der Massentheile ist daher oft von geringer Breite, die Schichtung stark geneigt, oder gekrümmt. Die Erosion hat die frühere Gestalt der Gebirge verändert, die zerstörbaren Massen weggeführt, die festeren entblösst. Dennoch lässt sich der vorherrschende Plateaucharakter in vielen Gegenden nicht verkennen. Es lag die Annahme einer Tafelbildung bereits der Erklärung (I, 389) vieler Alpenthäler durch Einsturz zu Grunde. Im mittleren und südlichen Graubündten, in vielen Seitenthälern des südlichen Wallis, in den Gebirgen östlich von Gap, in mehreren Gegenden von Süd-Tyrol, hat sich auch ein grosser Theil des Bodens in der Höhe erhalten, er bildet das bewohnte Land, die Thäler sind tiefe Schluchten. Auch auf vielen weit in die Region des ewigen Schnee's hinauf ragenden Rücken und Höhen, wo die tieferen Thalgründe dem Auge entzogen sind, ist der Eindruck der Aussicht der einer grenzenlosen unebenen Hochfläche. Der Monte Rosa mit seiner Umgebung, bis nach Saass und über Zermatt hinaus, ist ein breites Hochland, durch tiefe Einsturzthäler und Einsenkungen mannigfaltig zerrissen. Viele dieser Gebirge sind horizontal oder nur in schwachen Neigungen geschichtet, oder das regellos sich ändernde Fallen in den obersten Massen rührt deutlich von localen Zertrümmerungen und Einstürzen und nicht von der allgemeinen Hebung her; so in der über zwei Stunden breiten, nach beiden Seiten steil abfallenden Kalk- und Schieferkette der Gemmi und des Sanetsch, oder in den Gebirgen von Glarus, und in grosser Ausdehnung auch in dem breiten Hochgebirge zwischen Wallis und Piemont. In der Nähe des äusseren Randes des Alpensystems treten Neigungsketten an die Stelle der in der Zone selbst vorherrschenden Spaltungsketten. Die meisten dieser Neigungsketten sind einseitige; die äusserste fällt öfters steil dem Hochgebirge zu und zeigt an schroffen Felswänden der anstossenden Niederung die Schichtenköpfe. In den Kalk- und Schiefergebirgen, welche die inneren Spaltungsketten mit diesen äusseren Ketten verbinden, zeigen sich vorzugs-

weise die vielfachen Biegungen und Quetschungen der Schichtung, doch fehlen sie oft selbst in der äussersten Kette nicht, und vielfache Ueberschiebungen und Verwerfungen zeugen, wie in der Stockhornkette, im Sentis, im Gründten, oder in den Gebirgen bei Como und Bergamo, von einem sehr verwickelten Bildungsgange. Die Annahme, dass ein aus dem Inneren des Alpensystems ausgegangener Seitendruck das Kalk- und Schiefergebirge zusammengequetscht und den äussersten Rand desselben steil aufgerichtet und über die jüngeren Bildungen weggeschoben habe, erklärt die Erscheinung nur in ihren allgemeinsten Zügen. Die Thalbildung der Alpen lässt sich, wie die Structur, nicht auf einfache Regeln zurückführen. Als Spaltenthäler durchschneiden die meisten Thäler die Schichten und Formationen in jeder Richtung. Die wenigen Neigungsketten sind gewöhnlich einseitige und selten rein ausgebildete, die von ihnen begrenzten Längenthäler daher in der Regel isoklinale oder antiklinale. Leicht zerstörbare Formationen haben die Entstehung von Erosionsthälern (I, 351) veranlasst. Von allen diesen Thälern unterscheiden sich, nicht nur durch ihre Ausdehnung, sondern durch eine tief eingreifende, obgleich dunkle Beziehung auf die ursprüngliche Anlage des ganzen Systemes die als Hauptthäler erscheinenden Längen- und Querthäler. Die Breite des Thalgrundes, seine Bedeckung mit jüngeren Strombildungen bis in unbekannte Tiefe, das kaum merkliche Gefäll der Ströme, die oft wie im Unterlauf Mäandrinen, Flussinseln und unstete Ufer bilden, das Vorkommen tiefer Seebecken in mehreren dieser Thäler, es beweisen diese Verhältnisse Unterbrechungen der Gebirgsmasse, welche sehr weit unter die gegenwärtige Bodenfläche hinab fortsetzen müssen. Nicht selten bezeichnen diese Thäler auch die Grenzen geologisch verschiedenartiger Gruppen. Die grossen Längenthäler der Drau bei Klagenfurt, der Salza oberhalb Werfen, des Inn's bei Innsbruck, des Veltlin, des Wallis, des Aostathal's, sind nicht nur Spalten, sie scheiden Gebirge, deren Gestalt und innerer Bau, so wie der sedimentäre und metamorphische Charakter ihrer Steinarten davon zeugen, dass ihr Bildungsgang von früh her ein wesentlich verschiedener gewesen sei. So ist auch zwischen den beiden Seiten der schönen Querthäler der Adige, der Val Camonica, der Iller, der Aar, der Arve wenig

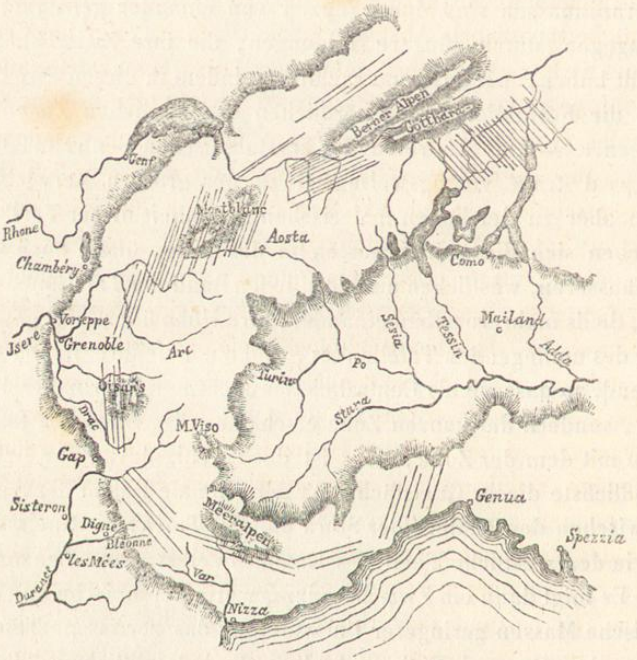
Uebereinstimmung, viele Formationen der einen Seite setzen auf der anderen nicht fort, oder es sind nur die letzten Spuren davon noch zu finden, und das östlich liegende Gebirge ist ein von dem westlichen in seinen Hauptzügen abweichendes.

67. Zonen mit Centralmassen.

Das Hervortreten krystallinischer Gesteine scheint in der Regel die Hebung der Zonen nur, als eine secundäre Wirkung der vom Inneren her thätigen Kräfte, begleitet, nicht aber diese Hebung unmittelbar verursacht zu haben. Dennoch erhalten die Gebirge durch das Vorkommen beträchtlicher Massen jener Steinarten einen so eigenthümlichen Charakter, dass sie sich wesentlich von anderen Zonen unterscheiden. Die Hochflächen verbinden sich mit Kuppen oder in scharfe Gräte auslaufenden Ketten, die Stratification ist steil geneigt oder vertical, die Spaltenketten und Spaltenthäler mengen sich mit Neigungsketten und Neigungsthälern, die Steinarten verlieren ihren neptunischen Habitus und werden metamorphisch. — In Hoch-Schottland, in Cumberland und Cornwall brechen vereinzelte Granit- und Porphyrgebirge meist in der Axe und im Streichen der Schieferzone hervor, und die Schiefer, gewöhnlich Gneis- und Glimmerschiefer, sind in ihrer Nähe vertical aufgerichtet, oder doch steil geneigt. Der Bein-Nevis am Caledonischen Canal, der höchste Gipfel von Grossbritannien, ist eine aus Granit aufsteigende Porphyrmasse; an den Grampians fand Hutton zuerst die Bestätigung seiner Ansichten in der Entdeckung von Granitgängen, die aus der Hauptmasse sich in die auf- und anliegende Schiefer- und Kalksteinmasse verzweigen und sie umwandeln. — Im Harzgebirge kann zwar der Granit nicht mehr, wie früher, als die Centralmasse der steil aufgerichteten Thonschiefer und Grauwacken betrachtet werden, das Streichen der zwei Granitinseln trifft zwar mit dem Streichen der ganzen Gebirgsmasse, aber nicht mit dem der stratificirten Gesteine zusammen, und es liegen jene nicht in der Axe, sondern der Nordseite genähert; auf die äussere Gestaltung hat jedoch auch hier das Aufsteigen der Granitkuppen grossen Einfluss ausgeübt, und dem Chorographen wird immerhin der Brocken als der Hauptgipfel des

Gebirges gelten. — Bestimmter tritt die centrale Stellung des Granits hervor im Fichtelgebirge und Riesengebirge, und an diese krystallinischen Massen, die im Ochsenkopf und Schneeberg und in der Grossen Sturmhaube, wie im Harz der Brocken, zu den grössten Höhen ansteigen, lehnen sich auf beiden Seiten der centralen Masse erst Gneis und Glimmerschiefer, dann Grauwacke und Thonschiefer. — Einen ähnlichen Bau zeigen die Pyrenäen, nur wird der Granit hier von dem südlicher liegenden Kalksteingipfel des Mont-Perdu überragt: »Der Granit der Pyrenäen, sagt Charpentier, bildet eine einzelne Folge von Höhen, jede der anderen Formationen aber erscheint in zwei Zonen, die eine nördlich, die andere südlich an dem Granit aufsteigend; einige jener Granitmassen sind durch Thäler von einander getrennt, andere dagegen durch jüngere Bildungen, die ihre Zwischenräume ausgefüllt haben, wie zusammengelöthet, indem in diesen Zwischenräumen die Formationen der nördlichen und südlichen Zonen sich vereinigen.« — Das Auftreten der krystallinischen Centralmassen in den Alpen trägt vorzugsweise bei zu der grossen Verwicklung, zugleich aber zu der hohen malerischen Schönheit dieser Tafelzone. Es erheben sich diese Gneismassen in der Mitte, öfters noch näher an dem äusseren, westlichen und nördlichen Rand der Tafelzone, theils einzeln, theils mehrere neben einander; ihre Höhe übersteigt gewöhnlich die des umliegenden Tafellandes, und auch die ihrer Randgebirge bedeutend, so dass sie als Centralmassen nicht nur ihrer näheren Umgebung, sondern der ganzen Zone erscheinen; ihr Streichen fällt zusammen mit dem der Zone, oder ist doch wenig davon abweichend. Der südlichste dieser Gneisfächer ist der schmale Kamm der Seealpen zwischen den Thälern der Stura und der Tinea; die Gneisschichten, wie der westliche Theil des Kammes selbst, streichen nach N 65 W. Es folgt dann ein Zwischenraum, worin neptunische und metamorphische Massen geringerer Umwandlung das zerrissene Tafelland von Barcelonette und Embrun bilden. In beträchtlichem Abstande westwärts von der Wasserscheide der Zone steigt nun die Centralmasse der französischen Alpen, die Gruppe des Pelvoux auf; ihr Gneis streicht im Meridian, in der Richtung des ganzen Alpenzuges dieser Gegend; an Längenerstreckung wird sie von mehreren anderen Centralmassen weit übertroffen. Noch mehr nach Westen

verworfen erscheint die kleine Masse der Rousses, als Begleiter der ihr parallelen, nur durch einen schmalen Kalkstreifen davon getrennten Centralmasse der Westalpen, die, länger als keine der vorigen, in der Richtung nach N 26 O, vom Taillefer in Oisans bis nahe an den Col de Bonhomme fortstreicht und auf die Schichtenstellung und Kettenbildung des Kalk- und Sandsteingebirges von Dauphiné und Savoyen grossen Einfluss ausgeübt hat. Von dem Hauptkamm oder der Wasserscheide der Alpen bleibt diese Masse in kürzestem Abstand zwischen 5 bis 8 geogr. Meilen westwärts entfernt. Nach kurzer, vielleicht nur oberflächlicher Unterbrechung folgt, im Fortstreichen der Westalpen, die Masse des Montblanc,



vom Bonhomme bis Sembranchier sich erstreckend, und auf ihrer Nordseite begleitet von der kleineren parallelen Masse der Aiguilles Rouges, deren östliches Ende in den Morclesstock eingreift. Die auffallende Symmetrie der Schweizeralpen, ihre Begrenzung durch

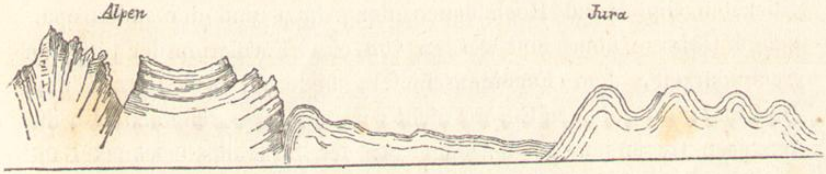
zwei grosse Längenthäler, das Wallis und Vorderrheinthal, welche vermittelst der Längenjoche der Furca und der Oberalp und das mittlere kleine Längenthal von Urseren zusammenhängen, und die plötzliche Umbiegung der Ströme, die sich, ungefähr gleich weit von ihren Quellen, bei Martigny und Chur, in grosse Querthäler werfen, diese und andere Verhältnisse erklären sich zum Theil aus der Stellung der zwei parallel gegen N 52 O steigenden Centralmassen des Gotthard und des Finsteraarhorns, die letztere von der Gemmi bis zum Tödi ausgedehnt und in ihrer Mitte von dem Querthal der Reuss durchbrochen. Es stehn diese Massen etwas schief gegen die Längenaxe des Alpensystems, welche in dieser Gegend nach N 62 O streicht; ein Grund mehr, die Entstehung der Centralmassen von derjenigen der Tafelzone zu unterscheiden. In einem beträchtlichen Abstande nach Osten zu folgt die Centralmasse des Selvretta, über welche die Pässe der Scaletta und des Flüela führen; das Streichen ist N 70 O. In der breiten Gneisgruppe des Oezthales sind mehrere Fächer enge zusammengeschoben; die Centralmassen bilden hier und weiter östlich wieder die Wasserscheide auf der Axe der Zone, und ihr Streichen bleibt constant bis zu der Gabeltheilung des Systems. — Es lässt die Vertheilung der Centralmassen längs der Krümmung, welcher vom Col di Tenda bis nach Oestreich die Tafelzone der Alpen folgt, nicht bezweifeln, dass beide Bildungsformen im engsten Zusammenhange stehen; dennoch scheinen sie nicht als gleichzeitig entstandene betrachtet werden zu können. Die Gneisfächer, ihre Verzweigungen in das Kalkgebirge und die von den Centralmassen abhängenden Neigungsketten werden vielfach durch die weit vorherrschenden Spaltenthäler zerrissen. Sofern nun diese durch die Hebung der Tafelzone entstanden sind, muss auch diese Hebung ein späteres, der Bildung der Gneisfächer nachfolgendes Ereigniss gewesen sein. Es bestund also früher, wo jetzt die Alpen sich erheben, eine reiner ausgebildete gekrümmte Zone von Centralmassen die einzelnen Gruppen der Zone waren getrennt durch Niederungen, die jetzt noch, wie mehrere der grossen Längen- und Querthäler, als Begrenzungen von Formationsgruppen zu erkennen sind, dann erhob sich dieser geschlossene Kranz von Gebirgen als Ta-

felzone, vielleicht nur der Rand eines über Piemont aufgestiegenen und zurückgesunkenen Hochlandes, es entstund eine neue Thalbildung, welche vielfach die früheren Massen zerriss, und das ganze Gebirge erhielt eine andere Gestaltung.

68. Kettenzonen.

Es kann bei grösserer Entwicklung des Systems von Ringwällen die Zone mit Centralmassen als ein Complex von Ketten erscheinen; im engeren Sinn aber umfasst der Begriff der Kettenzone die Verbindungen paralleler Neigungsketten, die, meist als geschlossene oder theilweise aufgesprengte Gewölbketten, in keiner näheren Beziehung zu einem Centralgebirge stehn und vorzugsweise die Vorstellung einer Faltung der Erdrinde erwecken. Die herrschenden Steinarten sind neptunische, Kalkstein, Mergel, Sandstein; metamorphische Einwirkungen, die in der Umgebung krystallinischer Centralmassen meist so vielartig hervortreten, kommen nicht vor; es fehlen auch die gewaltsamen Biegungen und Quetschungen, die für das Kalkgebirge der Alpen so bezeichnend sind. Mehr Verwandtschaft zeigen die Kettenzonen zu den Tafelzonen. Neben einander streichende Ketten vereinigen sich in einem Gebirgsknoten zu einem grösseren Stamme, dieser nimmt in seiner Fortsetzung neue Ketten in sich auf, und das erst viel gegliederte System fliesst zuletzt in eine einzelne breite Tafel zusammen. Die Thalbildung ist einfachster Art. Es lassen sich Thäler ersten und zweiten Ranges unterscheiden und beide Classen zerfallen wieder in Längenthäler und Querthäler. Das Streichen der Thallinie der Längenthäler ist dem Streichen der Schichtung parallel, daher in ihrer ganzen Erstreckung kein Wechsel der Steinart, keine ein- oder ausspringende Felskanten der Thalwände vorkommen. Die Längenthäler ersten Ranges sind Muldenthäler, meist von beträchtlicher Länge und grosser Einförmigkeit, mit sanften, meist bewachsenen Thalwänden, an ihren Enden ansteigend auf Längenjoche, oder auf die Fläche der Gebirgsknoten; diejenigen zweiten Ranges entstehen durch die Spaltung der Gewölbe zwischen dem inneren Gewölbrücken und dem Rand der abgebrochenen äusseren Massen und sind daher gleichfallend *(Combes)*. Die Querthäler durchschneiden die Schichtung

senkrecht und tragen den Charakter der Spaltenthäler, ihre Wände sind vertical und felsigt. Die Querthäler ersten Ranges, mit fast horizontalem Thalboden, durchsetzen als Engpässe *(Cluses)* ganze Ketten und nicht selten mehrere Ketten zugleich, so dass sie sich mit den dazwischen liegenden Längenthälern kreuzen; diejenigen zweiten Ranges steigen als Runse oder Barancothäler *(Ruzs)* nach der Linie des stärksten Falls an den Abhängen aufwärts auf den Rücken des Gewölbes oder in das Combethal, das ihn umgibt, es sind Spalten der äusseren Bekleidung der Kette. — Es ist diese Charakteristik nach dem schweizerischen Jura entworfen; wie er sich mit seinen parallelen Gewölbketten, seinen Längenthälern und Clusen zwischen den Durchbrüchen der Rhone und der Aar darstellt. Nur gegenüber den Alpen zeigt das Gebirge diese Faltung; in seiner nordöstlichen Fortsetzung in der Rauhen Alb, wie in der nordwestlichen, in Burgund und Lothringen, ist der Tafelcharakter vorherrschend. Und von seinen Ketten ist die den Alpen gegenüberstehende die höchste, die Rücken werden niedriger, je mehr sie sich entfernen, und verlaufen sich zuletzt in welliges Tafelland. Diese Abhängigkeit der Gestalt des



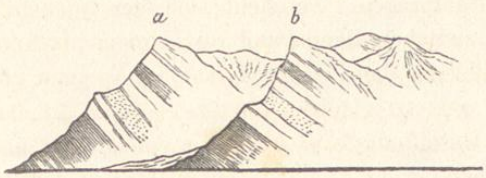
Jurasystems von den Alpen weist hin auf seinen Ursprung. Die Faltung des Bodens ist durch einen von den Alpen her ausgeübten Seitendruck entstanden, ihre Ursache ist nicht unter dem Jura zu suchen, dafür zeugt schon der gänzliche Mangel metamorphischer oder krystallinischer Gesteine. Eine reine Kettenzone ist indess auch der Jura nicht; mehrere Theile desselben, wie die Freibergen im Berner Jura, sind Hochflächen, durch Spaltenthäler zerschnitten; so dass auch hier, wie in den Alpen, die Charaktere der Tafelzone hinzutreten. — Noch mehr neigt der Apennin sich zur Tafelzone; er ist in einem grossen Theile seiner

Erstreckung ein breiter, nach beiden Seiten steil abfallender Rücken mit aufsitzenden Neigungsketten, die aber nicht so zahlreich und regelmässig auftreten, dass sie vorherrschend dem Gebirge ihren Typus aufprägen. So stellt sich der Apennin oberhalb Savona, oder zwischen Genua und Novi, nicht als Kettenzone, sondern als Tafelland dar, während man im Apennin von Parma sich in den Jura versetzt glauben könnte. — In niedrigerem Hügelland kehrt diese Gestaltungsform paralleler, meist sehr flacher Gewölbe häufig wieder.

69. Altersbestimmung der Gebirge.

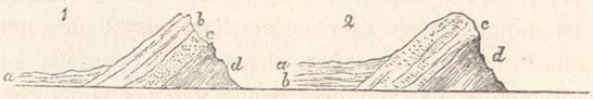
Die schwierige Untersuchung über das relative Alter der Epochen, in welchen die Hebungen der Erdrinde und ihre Aufrichtung zu Gebirgen vorgefallen sind, stützt sich auf verschiedenartige Grundlagen. — Man kann vorerst aus dem Vorkommen oder dem Ausbleiben einer neptunischen Formation auf der Höhe des Gebirges erkennen, ob zur Zeit der Ablagerung dieser Formation der Boden sich unter oder über dem Meeresspiegel befand. Die Secundärformationen, welche den Harz rings umgeben, fehlen auf dem Gebirge ganz; es muss dieses in dem Meere der Secundärzeit bereits als eine Insel erhöht gewesen sein. Viele der höchsten Gipfel und Hochflächen der Alpen und der südeuropäischen Gebirge überhaupt werden von einer Formation der jüngsten Secundärzeit, dem Fucoidenschiefer, bedeckt, welche auf dem Jura und im nördlichen Europa nicht vorkömmt; es scheinen also die letzteren Gegenden nach Ablagerung des Jurakalks trocknes Land gebildet zu haben, während das südliche Europa eingesenkt blieb. Es fehlt dagegen im Inneren und auf allen Höhen der Alpen das in dem nördlich und südlich ihnen vorliegenden Hügelland mächtig entwickelte jüngste Tertiärgebirge; die Hebung der Alpen muss demnach in die Zeit der Ablagerung der Tertiärformationen gefallen sein. — Auch die Thalbildung und das Vorkommen oder Wegfallen der Formationen im Grunde der Hebungsthäler führt zu Folgerungen über die Epoche der Hebung, welche die Entstehung der Thäler durch Spaltung der gehobenen Masse, oder durch Drehung ihrer Schichten veranlasst hat. Die Spaltung muss offenbar ein späteres Ereigniss sein, als die Ablagerung aller

durch sie zerrissenen Schichten, und wenn diese Schichten auf beiden Seiten gleich geneigt und aufgerichtet sind, wie in a und b,

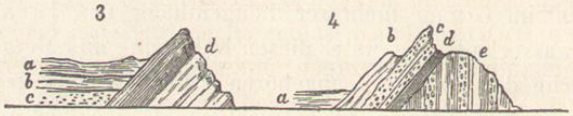


so muss auch diese Aufrichtung der Thalbildung vorhergegangen sein. Es lässt sich kaum bezweifeln, dass die steil S fallenden Nagelfluhgebirge des Schänisberges und Hirzli, auf beiden Seiten des Linththales, früher eine zusammenhängende Kette gebildet haben, welche durch das grosse Querthal von Glarus zerrissen wurde; dann aber muss dieses Querthal und daher auch die Bewegung des Gebirges, wodurch es entstund, später als die Aufrichtung der Nagelfluh erfolgt sein. Wenn ferner im Thalboden sich Formationen abgelagert haben, die auf grösseren Höhen fehlen, so muss das Thal älter sein als jene Formationen. So findet man im Grunde mehrerer Längenthäler des Jura Molasse und Süsswasserkalk, und unter diesen Kalkstein- und Mergelbildungen, welche der Kreidezeit angehören, niemals aber steigen dieselben an den Abhängen in beträchtliche Höhen; es muss also diese Thalbildung älter sein, als die Kreide. — Einen ferneren Anhaltspunkt gewährt die Schichtenstellung und das Lagerungsverhältniss angrenzender Formationen. Es ist vorerst klar, dass eine Hebung, wodurch die Schichten mehrerer Formationen in eine steile Lage gebracht worden sind, später statt gefunden haben muss, als die Ablagerung der jüngsten dieser Formationen. So folgt aus der steilen Aufrichtung und zum Theil Ueberstürzung der Schichten aller Formationen am Nordrande des Harzes, von der Grauwacke bis zur Kreide, dass die letzte Umwälzung dieses Gebirges erst nach der Ablagerung der Kreide erfolgt sein kann. Da ferner längs dem äusseren Rand der Alpen die Schichten der Molasse, oder der jüngsten Tertiärbildung, steil geneigt oder vertical stehn, so muss eine neuere Bewegung des Alpensystems nach der Tertiärzeit statt gefunden haben. Stösst dann an diese steilen

Schichten b eine horizontal geschichtete Formation a in abweichender Lagerung (Fig. 1), so sind für den Zeitpunkt der Auf-



richtung zwei Grenzen gegeben, eine ältere in der Bildungsepoche von b und eine jüngere in derjenigen der Formation a. An die steilen Molasselager b am Rande der Alpen stossen die horizontalen Lager der diluvialen Kiesbildung a, die Hebung fällt daher zwischen die Bildungszeit von b und diejenige von a. Am Rande des Apennins (Fig. 2) sind es die Tertiärschichten b, welche horizontal den steil gehobenen Schichten der jüngsten Kreide c angelagert sind, die Hebung des Apennins muss also älter als die letzte Hebung der Alpen und als die Bildung der Molasse sein. Im westlichen Frankreich, vorzüglich in der Côte-d'Or (Fig. 3),



liegt auch die Kreide c horizontal und die gehobenen Schichten sind die des Jurakalks d. An noch anderen Gebirgen sieht man auch die ältesten geschichteten Bildungen horizontal anstossen. Erleidet eines dieser Systeme abweichender Lagerung eine neue Drehung (Fig. 4), so werden auch die früher horizontalen Schichten b, c eine geneigte Lage erhalten und jüngere Formationen a sich horizontal auf sie ablagern. So liegt der Kies am Rande der Alpen abweichend auf der Molasse, diese aber, und auch die Kreide- und Juraschichten, liegen abweichend auf den schwarzen Sandsteinen und Conglomeraten e, in welchen Anthracitlager vorkommen; es haben daher wenigstens zwei Bewegungen, eine ältere vor der Juraperiode und eine jüngere vor der Kiesablagerung statt gefunden. — Nach Analogie der Gleichzeitigkeit pa-

ralleler Gänge (115), lassen sich parallel streichende Lagersysteme als gleichzeitig aufgerichtete, parallele dynamische Thäler oder Gebirgsketten als zugleich entstandene betrachten, in sofern als alle diese Bodenverhältnisse auf Spaltungen der Erdrinde beruhen. Ist daher für ein Element der Parallelsysteme, nach einem der vorigen Principe, das Alter ausgemittelt worden, so ist hiedurch auch eine wahrscheinliche Schätzung des Alters der anderen ihm parallelen Elemente des Systems gewonnen. Es kann nicht als zufällig erscheinen, dass in den Gebirgen des Gr. Bernhards und des Bagnethales das Streichen der Schichtung, verschieden von dem Streichen der Gebirgszüge, der Längenaxe und dem Streichen der Montblancmasse parallel ist, in den östlichen Thälern des Wallis dagegen dem Streichen der Berneralpen. Der Parallelismus der Juraketten weiset offenbar auf eine Gemeinschaft ihres Ursprungs hin, und in diese Gemeinschaft werden, nach demselben Princip, auch die Alpen gezogen. Liesse sich demnach festsetzen, ob die Masse der Berneralpen früher oder später als die Montblancmasse erhoben worden sei, so müsste diese Altersbestimmung auch auf die ihnen parallel streichenden Walliser Schichten und Juraketten ausgedehnt werden. Im nordöstlichen Deutschland ist das allgemeine Streichen von NW nach SO in allen Gebirgszügen und vielen Stromthälern, vom Teutoburger Wald bis nach Schlesien, eine zu auffallende Thatsache, als dass man an einer tieferen Begründung derselben zweifeln könnte. Mit diesem Streichen der Formen steht jedoch dasjenige der Schichten in einem merkwürdigen Gegensatz. Die Grauwacken und Thonschiefer des Harz und des östlichen Thüringerwaldes streichen, wie die älteren Formationen des Fichtelgebirges und Erzgebirges, von NO nach SW, beinah rechtwinklicht auf das Streichen der Formen, und damit übereinstimmend zeigt sich auch das Streichen im Rheinischen Schiefergebirge. Es muss aber die Aufrichtung der Schichten früher erfolgt sein, als die Zerstücklung des Bodens durch Berg und Thal. Darf man also annehmen, es sei durch diese frühere Aufrichtung der Harz über die Meere der Secundärzeit erhoben worden, so wäre hiemit auch die Hebungsepoche für alle anderen von NO nach SW streichenden deutschen Gebirge bezeichnet; und da die

Aufrichtungslinie der jüngeren Secundärschichten am Nordrande des Harzes dem Streichen der Formen von NW nach SO parallel ist, so müsste, nach der Regel des Parallelismus, diese spätere, erst nach Ablagerung der Kreide vorgefallene Hebung sich ebenfalls auf den grössten Theil der Gebirge des nordöstlichen Deutschlands ausgedehnt haben. — Es geht auch aus diesem Beispiele hervor, dass ein Gebirge seine gegenwärtige Gestalt und Höhe mehrfachen Hebungen verdanken kann, die sich in weit aus einander liegenden Zeiten ereignet haben können, und diese Thatsache findet sich wohl in jedem grösseren Gebirgssysteme bestätigt.

Der umfassende Versuch von Elie de Beaumont, das relative Alter der Gebirgserhebungen aller Theile der Erde zu bestimmen, stützt sich vorzugsweise auf die Verhältnisse der gleichförmigen und abweichenden Lagerung, auf den Parallelismus der Hebungslinien und auf die Voraussetzung, dass diese Hebungslinien sich nach grössten Kreisen über die ganze Erdkugel ausdehnen. Es werden z. B. die Hebungen des Kiölengebirges, der Gebirge von Marocco und der Küstenkette von Brasilien als gleichzeitig mit derjenigen der Westalpen betrachtet, weil sie dem grössten Kreise parallel erscheinen, in dessen Richtung die Centralmassen des Montblanc und der französischen Alpen sich erstreckt. Dass fortschreitende Untersuchungen die dem französischen Geologen als wahrscheinlich geltenden Resultate wesentlich abändern werden, lässt sich kaum bezweifeln, da selbst über die Hebungsepoche der bekanntesten Gebirgssysteme, über den Harz, den Jura und die Alpen, noch grosses Dunkel herrscht, und überhaupt alle Grundlagen der Altersbestimmung der Gebirge als in hohem Grade unsicher erscheinen müssen. Nach den in Europa vorkommenden Verhältnissen glaubt Elie de Beaumont folgende Hebungsrichtungen annehmen zu sollen:

1. Von N55O nach S55W; zwischen der Ablagerung des älteren und derjenigen des jüngeren Uebergangsgebirges; parallel dem Streichen des Schiefergebirges von Westmoreland, der Ardennen, des Hundsrück, der Eifel, des Harz.

2. Von N75W nach S75O; zwischen der Ablagerung der jüngeren Grauwacke und derjenigen der Steinkohlenbildung; in der Richtung der Ballons der Vogesen, der jüngeren Uebergangsschiefer der Bretagne und des Bocage der Normandie, der äusseren Form des Harz.

3. Von N5W nach S5O; zwischen der Ablagerung des Steinkohlengebirges und derjenigen des Rothliegenden; bezeichnet durch die Gebirgszüge und Spaltenthäler von Nord-England.

4. Von N85O nach S85W; zwischen der Ablagerung des Rothliegenden und derjenigen des Bunten Sandsteins; in der Richtung der vielen Falten

und Verwerfungsklüfte des Steinkohlengebirges in Wales, in den Niederlanden und in der Pfalz, des älteren Secundärgebirges in Mansfeld.

5. Von N 21 O nach S 21 W; zwischen der Ablagerung des Zechsteins und derjenigen des Bunten Sandsteins; angedeutet durch die grossen Spalten, durch welche das Rheinthal und mehrere ihm parallele Thäler entstanden sind.

6. Von N 50 W nach S 50 O; zwischen der Ablagerung von Keuper und Lias; in der Richtung der Gebirgszüge des nordöstlichen Deutschlands, des Thüringerwalds, Böhmerwalds u. s. w.

7. Von N 50 O nach S 50 W; zwischen der Ablagerung von Oolith und Grünsand; in der Richtung der Kette der Côte d'Or und des Morvan, des Mont-Pilas in Forez, des Erzgebirges in Sachsen.

8. Von NW nach SO; zwischen der älteren und jüngeren Kreide; angedeutet durch die Richtung der Gebirgskämme und der Spaltenthäler in der Umgebung des Monte Viso.

9. Von N 72 W nach S 72 O; zwischen der jüngeren Kreide und dem älteren Tertiärgebirge; in der Richtung der Pyrenäen, des nördlichen Apennins, der Julischen Alpen, der Karpathen und vieler Gebirgszüge des südöstlichen Europa.

10. Von N nach S; zwischen dem Pariser Grobkalk und der Molasse; nach der Längenaxe der Inseln Corsika und Sardinien, und in der Richtung der Gebirge zwischen den Thälern der Rhone, des Allier, der Saône und Loire.

11. Von N 26 O nach S 26 W; zwischen der Molasse und der Subapenninenformation; in der Richtung der Westalpen in Savoyen und Dauphiné.

12. Von N 74 O nach S 74 W; zwischen der Subapenninenformation und dem Diluvium; in der Richtung der Hauptalpen, von Wallis bis Oestreich.

13. Von N 20 W nach S 20 O; nach dem Diluvium; parallel mehreren Erhebungen der jüngsten tertiären und diluvialen vulcanischen Ablagerungen in Toscana und Neapel und dem südlichen Ausläufer des Taygetes, der im Cap Tænaros endet.

Literatur. Elie de Beaumont, *rech. sur les révolutions de la surface du globe, Ann. des sc. nat.*, 1829; —, *extr. d'une série de rech. sur les révol. du globe*, 1835; —, de la Bèche, *manuel de géologie, trad. franc.*, 1833; —, d'Aubuisson, *traité de géognosie par Burat, III*, 1835; Beudant, *cours élément. de géolog.*; Conybeare, *Prüfung der Theorie von E. de B. über den Parallelismus der Gebirge in Bezug auf England, Lond. Edinb. ph. Mag.*, 1832 — 34; Lyell, *principles of geology, III*, 1833; Boué, *Mémoires géol., I*, 1832; —, *Journ. de géol., II*; —, *Bullet. géol., III et IV*; —, *James. ph. J.*, 1834 > *Leonh. u. Bronn*, 1836.

70. Bildung der Continente.

Die Tafelbildung, die in allen grösseren Gebirgssystemen als vorwaltende Gestaltungsform erscheint, hat, bei grösserer Flächenausdehnung, zur Entstehung continentaler Ländermassen geführt, und, wie in den Tafelzonen die innere Structur oder Schichtenstellung in keiner näheren Beziehung zu der äusseren Form steht, so ist auch die Hebung und Begrenzung der Festländer unabhängig von der Gestaltung ihrer Oberfläche und der Structur des Bodens erfolgt. Nach Analogie der jetzt noch fortdauernden Bewegungen in Chili, Schweden, Grönland, Italien, muss man annehmen, dass die gegenwärtige Vertheilung von See und Land auf der Erdfläche das Product sowohl von Hebungen als von Senkungen sei, dass diese Bewegungen sich auf grosse Flächen des Bodens zugleich erstreckt haben, dass es, theils intermittirende, mehr oder weniger heftige Stösse, theils anhaltende, kaum merkbare Erhebungen oder Einsenkungen gewesen seien, dass endlich die Gestaltung der Oberfläche, nach Gebirgen, Thälern, Flächen und Seebecken, nicht wesentlich durch dieselben verändert worden sei. Die tiefen Spaltenthäler der Gebirgssysteme, die verticale Aufrichtung, Krümmung und Quetschung der Schichten, die Entstehung krystallinischer Fächergebirge und andere Elemente der Gebirgswelt lassen sich aber durch Bewegungen dieser Art nicht erklären und finden unter den Veränderungen des Erdbodens, deren Zeuge wir sind, keine Analogien. Es scheint, ungeacht der Mittelstellung, den die Tafelzonen einnehmen, zwischen Continentalbildung und Gebirgsbildung eine Divergenz zu bestehn, die nicht übersehn werden darf, wenn einst der Versuch gemacht werden kann, alle diese Erscheinungen auf physikalische Ursachen zurückzuführen. — Mehrere Verhältnisse in der Gestalt der Festländer deuten, wenn auch sehr entfernt, auf einen gemeinsamen Typus hin, der in den Gebirgssystemen bis jetzt nicht hat erkannt werden können, und nur durch die Annahme allgemein wirkender Processe erklärbar ist. Es gehört zu diesen Analogie'n, dass der alte, wie der neue Continent im Norden, und ungefähr unter derselben Parallele ihre grösste Breite haben, gegen Süden aber in Spitzen auslaufen. Die Gestalt von Afrika wiederholt sich in Süd-

amerika in der ähnlichen Biegung der West- und Ostküste; die drei Halbinseln, in welchen gegen Süden zu Asien sich ausspitzt, lassen sich mit den drei Halbinseln von Südeuropa vergleichen; das Atlantische Meer zeigt, wie ein grosses Erosionsthal, einen zusammentreffenden Wechsel ein- und ausspringender Winkel; denkt man sich Afrika mit Europa bei Gibraltar zusammenhängend, so entspricht das Mittelmeer dem Mexicanischen Meerbusen. — Das Flächenverhältniss, in welchem das über das Meer hervorragende Feste zu dem Wasser auf der Erde steht, ist früher (I, 71) angegeben worden. Das Verhältniss des Volumens hat v. Humboldt zu schätzen gesucht. Nach seinen Rechnungen würde die Masse der Pyrenäen auf die Fläche von Frankreich ausgebreitet nur eine Tafel von 108 Fuss Höhe bilden; die Masse der Alpenkette über ganz Europa ausgebreitet eine Tafel von 20 F. Höhe; die mittlere Höhe aller über das Meer erhobenen Hochflächen und Gebirge steigt für Europa auf 630 F., für Asien auf 1080 F., für Nordamerika auf 702 F., für Südamerika auf 1062 F.; so dass die mittlere Höhe der Continente jedenfalls unter 1000 F. fallen muss. Die mittlere Tiefe der Meere kann, nach v. Humb., auf das fünf- bis sechsfache dieser Grösse geschätzt werden.

Literatur. Ueber Analogie'n in der Gestalt und Lage der Continente: Buffon, *époques de la nature*, 1778; Pallas, *Betrachtung über die Beschaff. der Gebirge*, 1778; Joh. Reinhold Forster, *Bemerkungen über Gegenstände der physikalischen Erdbeschr.*, 1783; Steffens, *geogn. geol. Aufsätze*, 1810; Ritter, *über geogr. Stellung und horiz. Ausbreitung der Erdtheile*, *Berl. Denkschrift*, 1826; —, *die Erdkunde von Asien*, *Einl.*, 1832; von Roon, *Grundzüge der Erd-, Völker- und Staatenkunde*, *I*, 1837; v. Humboldt, *Kosmus*, 1845. Ueber das Volumen der Continente: de Humboldt, *de la hauteur moyenne des continents*, *Asie centrale*, *I*, 1843.

Dana Bull. geolog.

71. Aeltere Vertheilung von Land und Meer.

Die Gestalt und Lage des trocknen Landes auf der Erde ist in früheren Zeiten von der jetzigen sehr abweichend gewesen und hat öfters wiederholte gänzliche Umänderungen erlitten. Aus dem Vorkommen von Meeresablagerungen mitten in unseren Continenten geht hervor, dass dieselben früher vom Ocean bedeckt waren, und das damalige Festland liegt wahrscheinlich grösstentheils jetzt unter dem Meeresspiegel. Die Aufeinanderfolge dieser wech-

selnden Zustände und die Begrenzung der Festländer in den verschiedenen Epochen der Erdgeschichte lässt sich nur aus dem Vorkommen oder Ausbleiben der sie bezeichnenden Formationen erkennen, und nur unvollkommen, da das Ausbleiben von Sedimenten auch andere Ursachen haben kann, als das Trockenliegen des Bodens zur Zeit ihrer Ablagerung aus dem damaligen Meere; da ferner die Verbreitung älterer Sedimente der Beobachtung grösstentheils entzogen ist durch die Bedeckung mit jüngeren Ablagerungen oder durch ihr Zurücksinken unter den Meeresspiegel; da endlich überall, wo metamorphische Gesteine die Oberfläche bilden oder nur von jüngeren Formationen bedeckt sind, man nicht entscheiden kann, ob das Ausfallen der älteren Formationen in der Trockenlegung des Bodens vor ihrer Ablagerung seinen Grund habe, oder ob die krystallinischen Gesteine selbst als eine Umwandlung jener Formationen zu betrachten seien. Mit Sicherheit geht jedoch hervor, dass auch früher, wie jetzt noch, die Schwankungen des Erdbodens keineswegs gleichförmig gewesen sind, dass in der einen Gegend lange Zeiten hindurch Ruhe geherrscht hat, während benachbarte wiederholte Hebungen und Senkungen erlitten, dass eine progressive Zunahme des Landes eben so wenig als eine Abnahme desselben erweisbar ist, dass eine engere Verbindung der Flächenhebungen mit den Hebungen von Gebirgssystemen nicht hervorgeht. Nach der bis jetzt gewonnenen Kenntniss über die Verbreitung der einzelnen Formationen ergeben sich für die Vertheilung von Land und Meer in den verschiedenen Zeiten der Erdgeschichte folgende Grundzüge:

1. Zu Ende der Uebergangszeit wurde ein grosser Theil von Nordeuropa und Nordamerika trocken gelegt und ist seither vom Meere nicht wieder bedeckt worden. Als drei grosse Inseln erhoben sich im Westen des europäischen Festlandes die westlichen Theile von England, die Bretagne und die Pyrenäen. Das Vorherrschen des Landes in der nördlichen Hemisphäre scheint demnach in die ältesten Zeiten zurückzugehen. Die Ablagerungen im östlichen Europa blieben meist horizontal und erlitten keine oder nur beschränktere metamorphische Einwirkungen.

2. Nach Ablagerung der älteren Secundärbildungen in den zurückgebliebenen oder durch Einsenkung neu entstandenen Meeren fanden beschränktere Hebungen statt, in England, im mittleren Deutschland, in der Umgebung der Vogesen, in der Provence; in grösserer Aus-

dehnung hob sich der Boden im östlichen Russland. Ein grosser Theil von Europa blieb aber bedeckt von dem jurassischen Meere, d. h. dem Meere, aus dem sich die Oolithbildungen abgelagert haben. Das norddeutsche Hochland bildete in diesem Meere drei grosse Landzungen, eine westliche, die sich bis Valenciennes erstreckte und zwei südliche, da wo sich jetzt die Vogesen und der Schwarzwald erheben.

3. Am Schlusse der Oolithperiode gewann das Land, das früher im westlichen England sich erhoben hatte, neue Ausdehnung nach Osten hin, und dieser Streif von Juragesteinen dehnte sich auch längs dem östlichen Abfall der in der Bretagne aufgestiegenen Massen tief nach Frankreich hinein aus und umzog, als eine weite Bucht, die Gegend von Paris. Ueber Lothringen und Franche-Comté vereinigte sich dieser Landstrich mit der gleichzeitig in Süddeutschland trocken gelegten Masse und trennte bis an die Grenzen von Russland das nördliche Kreidemeer von dem südlichen, das sich über den grössten Theil von Südeuropa tief nach Afrika hinein verbreitete und mit dem Indischen Meere in Verbindung stand.

4. Die Küstenlinie dieses südlichen Meeres zeigt sich mit dem Beginn der Tertiärzeit wesentlich verändert. Bis dahin scheint an der Stelle der nordspanischen Gebirge und der Alpen eine Inselreihe bestanden zu haben, und nun erst gestalteten sich zusammenhängende Gebirgszonen; es erhoben sich theilweise die drei südlichen Halbinseln, es entstund eine Küste im nördlichen Afrika, und mit annäherndem Umriss begann das Mittelmeer von dem grossen südlichen Ocean sich zu trennen. Grosse Süsswassersee'n bedeckten Südfrankreich und den Raum zwischen den süddeutschen Gebirgen und den Alpen; dann geschah, wohl in Folge einer Senkung, ein neuer Einbruch des Tertiärmeeres, und ein bald offener, bald durch Inseln und Riffe beinah oder wirklich unterbrochener Canal verband, durch Südfrankreich, die Schweiz und Oestreich, das Atlantische und Mittelmeer mit dem über Südrussland bis tief nach Asien hinein ausgedehnten Schwarzen und Kaspischen Meere.

5. Die neue Hebung eines grossen Theiles von Südeuropa machte dieser Verbindung ein Ende und gab unserem Continent grösstentheils seine jetzige Gestalt. Doch haben auch seitdem die Schwankungen des Bodens und die Veränderungen der Küsten fortgedauert. Als bereits die Schweiz, Südfrankreich und Italien meist trocken lagen, befanden sich beträchtliche Theile von Sicilien, die weite Umgebung des Schwarzen und Kaspischen Meeres, Dänemark und viele andere Gegenden noch lange unter Meeresbedeckung, und jetzt noch beobachtet man, wie im Laufe von Jahrhunderten an den neuen Küsten langsam aber ohne Unterbrechung die See zurückweicht, an anderen über das Land gewinnt und vordringt.

ZWEITER ABSCHNITT.

Die Erde unter dem Einfluss der Wärme des Weltraums.

72. Temperatur des Weltraums.

Ein Thermometer, frei in einem Raume aufgehängt, der von Wärme strahlenden Wänden umschlossen ist, zeigt eine Temperatur an, die bedingt wird durch seine Entfernung von diesen Wänden und von der Intensität der Wärmestrahlen, welche sie aussenden. Es wird in der Regel in verschiedenen Punkten des Raumes diese Temperatur sehr ungleich sein, sie kann selbst in dem nämlichen Punkte sich verändern, wenn die Intensität der Strahlung an der einen oder anderen Stelle der Wände ein Zu- oder Abnehmen erleidet. — Die Wände, welche den Raum umgeben, worin die Erde und das Sonnensystem sich befinden, werden gebildet durch die Fixsterne, von denen wir voraussetzen dürfen, dass sie, wie unsere Sonne, mit dem Lichte auch Wärme ausstrahlen, und da man annehmen kann, dass jede Linie, die man nach irgend einem Punkte des Himmelsgewölbes zieht, auch einen sichtbaren oder unsichtbaren Stern treffe, so kann die Wand, welche unseren Raum umschliesst, als eine Wärme strahlende Kugelschale betrachtet werden. Der unmessbar kleine Einfluss, den die Wärmestrahlung eines einzelnen Fixsterns, der grossen Entfernung wegen, auf einen Punkt auszuüben vermag, addirt sich in jedem Punkte zu dem Einfluss der beinah unendlichen Zahl anderer Sterne, und die Gesammtwirkung der sich durchkreuzenden Wärmestrahlen muss jedenfalls in jedem Punkte eine bestimmte Temperatur erzeugen, deren Einfluss auf die Erde nicht zu vernachlässigen ist. Diese, durch die Strahlung aller Gestirne, mit Ausnahme der Sonne, erzeugte Wärme, heisst die Temperatur des Raumes.

Ist der Wärme empfangende Körper so gross oder von so geringer Leitungsfähigkeit, dass seine Temperatur nicht stets in allen

Punkten als gleich zu betrachten ist, so muss die ungleiche Intensität der Strahlen, die aus den verschiedenen Regionen des Fixsternhimmels auf ihn fallen, eine Ungleichheit in der Erwärmung seiner Theile zur Folge haben. Diese Temperaturdifferenzen können jedoch in längeren oder kürzeren Zeiträumen ausgeglichen werden, theils durch die Leitung im Inneren des Körpers, theils durch die Rotation desselben, die seine Theile nach und nach den verschiedenen Regionen das Sternhimmels gegenüberstellt.

Besitzt der Körper eine fortschreitende Bewegung im Raume, so kann er successiv aus kälteren Gegenden in wärmere und aus wärmeren in kältere gelangen; die Temperatur jedes Raumes, in dem er sich befindet, wird von der Oberfläche gegen das Innere vordringen, und es werden daher im Inneren des Körpers die Temperaturen von der Oberfläche gegen die Mitte hin zu- oder abnehmen, je nachdem der frühere, vom Körper verlassene Raum kälter oder wärmer war, als der später erreichte. Ist die fortschreitende Bewegung im Verhältniss zu der Leitungsfähigkeit oder Grösse des Körpers zu schnell, als dass derselbe in jedem neuen Raume die Temperatur dieses Raumes bis in seinen Mittelpunkt annehmen könnte, bevor er ihn wieder verlässt, so kann die Temperatur von der Oberfläche nach der Mitte hin einen wiederholten Wechsel steigender und fallender Temperaturen zeigen.

73. Einfluss der Raumtemperatur auf die Erde.

Die Rotation der Erde bringt alle Punkte eines Breitengrades während eines Sterntages in dieselbe Stellung gegen den gestirnten Himmel; es wird daher der Einfluss der Raumtemperatur auf jeden dieser Punkte in jedem Augenblick zwar verschieden sein können, sofern die verschiedenen Theile des Sternhimmels ungleiche Wärmemengen ausstrahlen, innerhalb eines Sterntages jedoch für alle gleich sein und eine übereinstimmende Mitteltemperatur erzeugen. Die Stellung der Gestirne verändert sich mit der Breite des Parallelkreises der Erde; in den tropischen Gegenden gehn dieselben Sternbilder durch das Zenith, die im Norden nur am Horizont erscheinen, die südliche Hemisphäre sieht einen Sternhimmel, der in der nördlichen stets unsichtbar bleibt. Es

können daher die von der Strahlung der Gestirne erzeugten Mitteltemperaturen der verschiedenen Breitenkreise sehr ungleich sein.

Da der Erdbahndurchmesser im Verhältniss zur Entfernung der Fixsterne beinah unendlich klein ist, und die Erdaxe während des jährlichen Laufes der Erde um die Sonne sich parallel bleibt, so kann die jährliche Bewegung der Erde in den Mitteltemperaturen jedes Breitenkreises keinen merkbaren Wechsel erzeugen. Eine langsam fortschreitende Veränderung möchte in Folge der Præcession eintreten, durch welche nach und nach die Erdaxe ihre Stellung gegen den Sternhimmel verändert. Da jedoch das Maximum der Ortsveränderung, welche die Himmelspole durch die Præcession am Sternhimmel erleiden, nicht grösser sein kann als die doppelte Schiefe der Ekliptik, oder 47^0, so ist kaum zu glauben, dass die hiedurch bewirkte Ungleichheit des Einflusses der Raumwärme auf einen gegebenen Breitenkreis von grosser Bedeutung sei.

Es befindet sich die Sonne und das von ihr beherrschte System in einer progressiven Bewegung, die gegenwärtig nach dem Sternbild des Herkules gerichtet ist. Man kennt aber weder die Geschwindigkeit, noch die Ausdehnung und Bahn dieser Bewegung, und es lässt sich daher weder beweisen, noch bestreiten, dass unser System nach einander Räume von sehr hoher und sehr tiefer Temperatur durchlaufen habe, und dass Ueberreste dieser früheren Temperaturen sich jetzt noch im Erdinneren vorfinden. Nur so viel ergibt sich aus der Grösse des Abstandes unserer Sonne von den Fixsternen und der erst nach sehr langen Zeiträumen merkbar werdenden relativen Ortsveränderung der Fixsterne, dass die Geschwindigkeit der Bewegung der Sonne, im Verhältniss zu den Entfernungen der Sternwelt, nicht gross sein kann, und dass daher auch der Uebergang aus einer Raumtemperatur in eine davon verschiedene nur sehr langsam erfolgen und durch eine Reihe unmerklich von einander abweichender Zwischenstufen vermittelt werden muss.

74. Grössebestimmung der Raumtemperatur.

Wir befinden uns zur Bestimmung der Raumtemperatur in nicht günstiger Lage, da wir vom leeren Raum durch die Atmosphäre

getrennt werden, welche einerseits einen Theil der sie durchstrahlenden Raumtemperatur absorbirt, andererseits selbst auch Wärme gegen den Erdboden ausstrahlt, deren Einfluss auf unsere Thermometer sich nicht leicht von dem reinen Einfluss der strahlenden Raumwärme trennen lässt.

Nach Fourier kann die Raumtemperatur im Verhältniss zu derjenigen, welche die Erde von der Sonne empfängt, nicht unbeträchtlich sein, weil sonst der Stand der Sonne, je nachdem sie sich über oder unter dem Horizont befindet, einen weit grösseren Unterschied der Temperatur hervorbringen müsste, als man beobachtet. Das Maximum dieser Wärmedifferenz muss sich in den Polargegenden zeigen, welche abwechselnd ein halbes Jahr die Sonne anhaltend über und unter dem Horizont haben; und die Raumtemperatur kann daher nicht sehr viel tiefer sein, als die Mitteltemperatur der beiden Pole; Fourier schätzt dieselbe auf 50 bis 60° unter Null; nach Arago muss sie, in Folge der tiefen Temperaturen, die im nördlichsten Amerika vorkommen, geringer sein, als — 57°.

Poisson sucht zu einer annähernden Schätzung der Raumtemperatur durch die Mitteltemperatur irgend eines Ortes der Erdfläche zu gelangen. Bezeichnet man nämlich diese Mitteltemperatur durch u, den Einfluss der Raumtemperatur und der atmosphärischen Wärme auf dieselbe durch ξ, so ist

$$u = \xi + S + T$$

worin S den Einfluss der Sonnenwärme und T denjenigen der inneren Erdwärme ausdrücken. Da nun u durch die Beobachtung, S und T durch Berechnung als bekannt vorausgesetzt werden können, so ergibt sich auch der Werth von ξ. Für Paris findet Poisson $\xi = -13°$; für die Pole fällt ξ noch tiefer unter 0°; für den Aequator wird es näher bei 0° sein. Um aus diesen Werthen von ξ die Raumtemperatur abzuleiten, müsste man den Einfluss der atmosphärischen Wärme auf ξ für sich kennen, man müsste ferner bestimmen, wie viel von der Raumtemperatur, deren Betrag an der unteren Grenze der Atmosphäre man kennen gelernt hat, durch Absorption in der Atmosphäre verloren gegangen sei. Obgleich nun diese Forderungen nicht zu erfüllen sind, so lässt sich doch mit Wahrscheinlichkeit annehmen, dass der Antheil der

atmosphärischen Wärme auf ξ negativ sei, da in dem grösseren Theile der Atmosphäre die Temperatur unter 0° ist, und die Raumtemperatur muss daher höher sein als — 13°, sie würde sogar positiv ausfallen, wenn der atmosphärische Einfluss auf ξ eine tiefere Temperatur ergäbe als — 13°, was indess nicht wahrscheinlich ist.

Zu einem anderen Resultat ist auf ganz ähnlichem Wege Pouillet gelangt. Er findet, dass die Raumtemperatur zwischen den Grenzen — 175° und — 115° liegen müsse, und unter der auf Messungen beruhenden Voraussetzung, dass die Atmosphäre 0,4 der von den Gestirnen und 0,9 der von der Erde ausstrahlenden Wärme absorbire, setzt er sie gleich — 142°. Die gesammte Wärmemenge, welche der Weltraum im Laufe eines Jahres zur Erde und zur Atmosphäre sendet, würde nach ihm im Stande sein, eine die Erdkugel umschliessende Eisschicht von 26 Meter Dicke zu schmelzen.

Sofern die Strahlungsverhältnisse der siderischen Wärme nach derjenigen des Lichtes beurtheilt werden können, muss auch die niedrige Temperaturbestimmung von Pouillet noch viel zu hoch erscheinen; denn vergleicht man, auf dieser Grundlage, die Raumtemperatur mit der von der Sonne erzeugten, so ergibt sich für beide der Gegensatz von Nacht und Tag. Es verhält sich ferner, nach Lambert, die Erleuchtung durch die im Zenith stehende Sonne zu derjenigen, welche statt finden würde, wenn die ganze Halbkugel des Himmels gleichen Glanz wie die Sonne besässe, wie 1 : 50,000; verkleinert man nun die letztere Zahl so, dass die Halbkugel, statt den Glanz der Sonne, denjenigen von Sternen erster und zweiter Grösse besitze, d. h. dividirt man sie durch das Quadrat einer Million Sonnenweiten, so erhält man, bei dieser noch immer viel zu hohen Annahme, einen so kleinen Bruch, dass sich kaum einsehen lässt, wie diese Grösse, auf die Wärme übergetragen, sich nach Graden des gewöhnlichen Thermometers könnte ausdrücken lassen.

Literatur. Fourier, *sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires*, *Mémoires de l'Inst.*, *VII*, 1827, > *Ann. de Ch. XXVII*; Poisson, *théorie math. de la chaleur*, 1835; Arago, *Compt. rend.*, 1836, > *Poggd. XXXVIII*; Poisson, *sur la temp. du globe*, *Ann. de Ch.*, *LXIV*, 1837; Pouillet, *sur la chaleur solaire et la température de l'espace*, *Compt. rend.*, 1838, > *Poggd. XLV*, > Muncke, u. G. Art. *Wärme*, *p.* 196; Svanberg, *Berz. Jahresb.*, *IX*, > *Bibl. univ.*, *XLIII*, 1830.

DRITTER ABSCHNITT.

Die Erde unter dem Einfluss der Sonnenwärme.

EINLEITUNG.

75. Uebersicht der Verhältnisse.

Die äussere Erdmasse würde längst die niedrige Temperatur des Weltraums angenommen, und diese Temperatur sich auch nach dem Inneren fortgepflanzt haben, wenn nicht ein fortdauernder Wärmezufluss von der Sonne her statt fände. Ein grosser Theil dieser zuströmenden Wärme geht allerdings für die Erde wieder verloren durch Reflexion und Strahlung. Da indess eine vermehrte Strahlung eine Temperaturerhöhung des strahlenden Körpers voraussetzt, so ergibt sich immerhin, dass unter dem Einfluss der Sonne die Temperatur der Erdrinde diejenige des Weltraums übersteigen müsse. Diese höhere Temperatur ist aber nicht eine stationäre. Sie schwebt an jedem Orte zwischen Grenzen oder Extremen, deren Abstand oder Spielraum auf den verschiedenen Punkten der Erdfläche sehr ungleich ist; sie ist ferner auf der Erdfläche keineswegs gleichmässig vertheilt, und diese Vertheilung ist einem steten Wechsel unterworfen. Die Strahlen der Sonne erwärmen nämlich in jedem Zeitmoment nur die eine Hälfte der Erde, während die entgegengesetzte durch Strahlung erkaltet; sie bilden ferner gleichzeitig mit der Oberfläche alle möglichen Winkel von 0^0 bis 90^0 und ihre erwärmende Kraft steigt daher von einem Minimum bis auf ein Maximum. Die Rotationsbewegung ferner führt im Laufe eines Tages die verschiedenen Punkte der Erdfläche der Sonne entgegen und verändert fortwährend ihre Lage gegen die einfallenden Wärmestrahlen. Alle Punkte desselben Parallelkreises durchlaufen während 24 Stunden dieselben Stellungen, diese aber sind auf den verschiedenen Parallelkreisen verschieden, und, während die um den einen Erdpol herum liegenden Orte volle 24 Stunden Nacht haben, wächst mit zunehmender Entfernung vom

Pole die Länge des Tages, bis, in der Nähe des entgegengesetzten Poles, die Polarkreise vollständig in die der Sonne zugekehrte Erdhälfte fallen und die Tage durch keine Nacht getrennt werden. Durch die jährliche Bewegung der Erde endlich wird die Lage der Polarkreise in Beziehung zur Sonne fortdauernd verändert, daher auch die Dauer der Tageslänge und der Winkel, unter welchem im Mittag die Sonnenstrahlen gegen den Horizont einfallen; es ist ferner der Abstand der Sonne am kleinsten, die Intensität der Wärme daher am grössten, im Anfang Januars, dann wächst der Abstand, die Intensität der Wärmestrahlen nimmt ab bis Anfangs Juli, und in der zweiten Hälfte des Jahres finden dieselben Wechsel in umgekehrter Ordnung statt. Es ergibt sich aus diesen Verhältnissen: dass die Intensität der in einem gegebenen Zeitmoment nach einem Punkt der Erdoberfläche strahlenden Sonnenwärme abhängig ist von der geographischen Breite des Punktes, von der Tageszeit und von der Jahrszeit, und dass die Veränderungen, die sie erleidet, periodisch wiederkehrende sind, nach Perioden, die von der Dauer der täglichen und jährlichen Bewegung der Erde abhangen. — Nächst diesen noch zu übersehenden und der Rechnung zu unterwerfenden Verhältnissen wirken auf den Betrag der Sonnenwärme an einer gegebenen Stelle der Erdfläche viele andere Factoren ein, die meist localer Art sind. Die Wärme der Sonnenstrahlen erleidet bereits in der Atmosphäre einen Verlust durch Reflexion und Absorption, und je nach der wandelbaren diathermanen Beschaffenheit der atmosphärischen Schichten ist dieser Verlust in hohem Grade veränderlich. Die direct von der Sonne stammende Wärme wird ferner vermehrt oder vermindert durch die frei oder latent werdende Wärme des atmosphärischen Dampfgehaltes, der bald zu Wolken und Hydrometeoren sich niederschlägt, bald wieder Gasform annimmt. Durch die Winde werden erwärmte Luftmassen in kältere Gegenden geführt, und umgekehrt. Das thermische Gleichgewicht der Atmosphäre ist fortwährend ein gestörtes. — Die Rückwirkung dieser Verhältnisse auf die Erdfläche selbst lässt sich leicht ermessen. Wenn einerseits ein trüber Himmel die Sonnenwärme nur unvollkommen zum Boden gelangen lässt, so ist dagegen auch die Strahlung schwächer gegen den bewölkten als gegen den klaren Himmelsraum; der

Einfluss kalter oder warmer, trockner oder feuchter Winde auf die Temperatur ist eine bekannte Thatsache; die Frequenz oder Seltenheit der Hydrometeore trägt wesentlich bei zu dem klimatischen Charakter und daher auch zu der mittleren Wärme einer Gegend. — Die Beschaffenheit der Erdfläche selbst aber bedingt vorzugsweise den Einfluss der Sonnenstrahlen auf ihre Temperatur. Grössere Wassermassen, welche schief auffallende Strahlen in starkem Verhältniss reflectiren und die aufgenommenen in grössere Tiefen dringen lassen, erwärmen sich weniger schnell, als der feste, weit geringere Wärmecapacität besitzende Boden; durch die oceanischen Strömungen wird ferner das warme an der Oberfläche sich haltende Wasser der tropischen Meere in kältere Zonen geführt und trägt bei zur Milderung der Temperatur, während das kalte Wasser in die Tiefe sinkt. Ob der Boden mit Schnee oder mit Vegetation bedeckt sei, oder nackt liege, ob die Vegetation aus Wald oder Grasarten, der nackte Boden aus losem Sand oder festem Fels bestehe, ist von grösstem Einfluss auf alle Verhältnisse der Reflexion, Absorption und Strahlung. Die Erhebung endlich der Gebirge in die oberen Höhen der Atmosphäre lässt auch den festen Boden Theil nehmen an der starken Depression der Temperatur, die in jenen Höhen statt findet, und verticale Abstände längs dem Abfall der Gebirge erzeugen klimatische Unterschiede gleich denjenigen, die mit der ungleichen Entfernung von den Polen verbunden sind. — Die grosse Schwierigkeit der Aufgabe, welche in Beziehung auf die Erwärmung der Erde durch die Sonne der physikalischen Geographie zufällt, tritt aus dem Vorigen zur Genüge hervor. Zur Bestimmung der reinen Wirkung der Sonnenstrahlen befinden wir uns, auf dem Grunde der Atmosphäre, in sehr ungünstiger Lage; die einfacheren Gesetze der directen Einwirkung werden ferner verhüllt durch eine Menge secundärer Einflüsse, die man den Störungen der planetarischen Bewegungen vergleichen kann, die von diesen aber darin abweichen, dass sie oft an Intensität die primäre Wirkung übertreffen. Diese secundären Einflüsse auf allgemeine Gesetze zurückzuführen, muss aber beinah als eine Unmöglichkeit erscheinen, wenn man die unregelmässige Vertheilung von See und Land, die Mannigfaltigkeit in der Gestaltung der Oberfläche des Lan-

des, und vor Allem den steten Wechsel der atmosphärischen Zustände berücksichtigt.

Seitdem man erkannt hat, dass beinah alle Veränderungen der Atmosphäre in erster oder zweiter Linie als Wirkungen der Sonnenwärme betrachtet werden müssen, fällt der Inhalt der Meteorologie oder Witterungslehre ungefähr zusammen mit dem in diesem Abschnitt der Physikalischen Geographie zu behandelnden Gegenstande, und es lässt sich kaum in Abrede stellen, dass die in neuerer Zeit ziemlich unsicher gewordenen Grenzen der ersteren Wissenschaft eine festere Gestaltung erhalten würden, wenn man sich auf die Darstellung des Einflusses der Sonnenwärme auf die Erde beschränken wollte. Es erscheint nämlich nicht ganz folgerecht, die Meteorologie als die Kenntniss der atmosphärischen Veränderungen zu definiren und dann längere Abschnitte über die Temperatur des Bodens und der Meere aufzunehmen. In dem entsprechenden Theile der Physikalischen Geographie dagegen verbinden diese Gegenstände sich nothwendig mit der Behandlung der atmosphärischen Temperatur. Die atmosphärischen Lichterscheinungen ferner, die ebenfalls in der Meteorologie behandelt werden, stehn mit der Temperatur nur in schwachem Zusammenhang und lassen sich wohl besser mit verwandten Dingen, die nicht in eine Meteorologie gehören können, Leuchten des Meeres, Farbe und Durchsichtigkeit des Seewassers, des Gletschereises u. s. w. zu einer optischen Geographie vereinigen. Auch die magnetischen Phänomene werden wohl zweckmässiger als ein für sich bestehender Theil der Physikalischen Geographie behandelt werden, bis ihre Ableitung aus Temperaturverhältnissen erwiesen sein wird; in einer Meteorologie, die nur von atmosphärischen Dingen reden will, erscheint jedenfalls ein Capitel über den Erdmagnetismus als ein unbefugter Eindringling.

76. Behandlung.

Denkt man sich die Erde als eine homogene starre Kugel mit vollkommen gleichartiger Oberfläche, ohne Atmosphäre, und setzt ihre anfängliche Temperatur, ihre Erkaltungsverhältnisse, die Temperatur des Raumes und die Intensität der Sonnenwärme als bekannt voraus, so wird die Bestimmung ihrer Temperaturverhältnisse eine Aufgabe der mathematischen Wärmelehre, die zwar schwierig, aber nicht unlösbar ist. Es sind auf diesem Wege mehrere Sätze von grosser Wichtigkeit, vorzüglich durch Lambert, Fourier, Laplace und Poisson entwickelt worden. Die nähere Ausmittlung der wirklichen Temperaturverhältnisse kann jedoch

nicht allein aus physikalischen Principien abgeleitet, sondern muss empirisch durch directe Beobachtung versucht werden, und die Bestimmung allgemeinerer Gesetze geschieht, theils ausschliesslich, theils in Verbindung mit den Resultaten der Theorie, auf dem Wege der Induction, die sich durch die Verwicklung des Gegenstandes zu eigenthümlichen Methoden genöthigt sieht. Das Princip dieser Methoden ist die Gewinnung von Mittelwerthen, worin durch Combination einer genügenden Zahl einzelner Beobachtungen, die störenden Einflüsse sich compensirt haben können, und in der Verbindung dieser Mittel zu einer thermographischen Darstellung des Erdganzen und seiner Theile.

Gesetzt, an irgend einem Orte sei der Stand des Thermometers mehrere Jahre hindurch stündlich beobachtet worden, so wird sich als arithmetisches Mittel aus allen Ständen, die auf dieselbe Stunde des Jahres fallen, der Mittelwerth der Temperatur für diese Stunde des Jahres ergeben, befreit von den Einflüssen, die an einzelnen Tagen und in einzelnen Jahren die Temperatur über das Mittel erhöht oder unter dasselbe erniedrigt haben mögen; und sind die Beobachtungen hinreichend lang fortgesetzt worden, so wird der gefundene Mittelwerth ein constanter sein, man wird z. B. aus den 50 ersten Jahren eines Jahrhunderts denselben Werth erhalten, wie aus den 50 letzten Jahren. Diese Annahme setzt voraus, dass die verschiedenartigen Einflüsse keine progressive Zu- oder Abnahme der Temperatur verursachen, dass also die Temperatur der Quellen, aus welchen die Erde ihre Temperatur erhält, so wie die Strahlungs-, Absorptions-, Reflexions- und Leitungsvermögen der Umgebung des Thermometers constant bleiben. Nur unter dieser Voraussetzung werden die Störungen eben so grosse und gleich viele Abweichungen über als unter den Mittelwerth erzeugen, und diese Abweichungen sich mit der Zeit ausgleichen. Die Zusammenstellung dieser Werthe für alle 24 Stunden eines Tages lehrt das Steigen und Fallen, oder den mittleren täglichen Gang der Temperatur für diesen Tag kennen, und zu besserer Uebersicht wird dieser Gang graphisch durch eine Curve dargestellt werden können, deren Abscissen die Tageszeiten, und deren Ordinaten die ihnen entsprechenden Temperaturen ausdrücken. Die Differenz der Extreme, oder der höchsten und tiefsten Temperatur des

Tages, gibt den mittleren täglichen Spielraum der Wärme an diesem Tage, das arithmetische Mittel aus den Temperaturen der 24 einzelnen Stunden die Mitteltemperatur dieses Tages, oder das tägliche Mittel für denselben. Aus der Zusammenstellung der täglichen Mittel aller Tage des Jahres geht hervor der mittlere jährliche Gang der Temperatur und die ihn darstellende Jahrescurve, der mittlere jährliche Spielraum und das jährliche Mittel oder die Mitteltemperatur des Ortes. Auf gleiche Weise findet man diese Mittelwerthe für die einzelnen Monate und Jahreszeiten. — Da die mittleren Temperaturen nach periodisch wiederkehrenden Werthen fortschreiten, so wird die Curve, welche den Gang der Temperatur für eine Folge von Tagen oder Jahren darstellt, eine wellenförmige Gestalt erhalten und am Ende jeder Periode zu derselben Ordinate zurückkehren. Die empirische Formel, welche den Werth dieser Ordinate für eine gegebene Abscisse ausdrückt, kann daher bequem durch trigonometrische Functionen dargestellt werden und man hat ihr ziemlich übereinstimmend folgende Gestalt gegeben:

$$T_n = T + a \sin(n+p) + a' \sin(2n+p') + a'' \sin(3n+p'') + \ldots$$

T_n bezeichnet die Ordinate oder Temperatur für die Abscisse oder die in Graden ausgedrückte Epoche n, indem man die Periode gleich 360^0 setzt; für die Tagescurve z. B. sind $24^h = 360^0$, und die Einheit von n ist also gleich 15^0; T ist die Mitteltemperatur der Epoche; a, a', a''... p, p', p''... sind Constanten, welche aus direct zu gegebenen Epochen n gemessenen Temperaturen bestimmt werden. Die Reihe ist schnell convergirend und kann auf wenige Glieder beschränkt werden. Sie dient sowohl zur Darstellung des regelmässigen mittleren Ganges, als zur Bestimmung der Epochen der extremen Temperaturen. — Wendet man dasselbe Verfahren auf die secundären Wirkungen der Sonnenwärme an, so ergeben sich Mittelwerthe für die Richtung des Windes, für den Stand des Barometers, für die Frequenz und die Quantität der wässrigen Niederschläge oder Hydrometeore, und auch diese Erscheinungen und die ihnen verwandten lassen sich darstellen nach ihrem täglichen und jährlichen Gang und ihrem Spielraum. — Diese vereinigten Bestimmungen directer und mittelbarer Einwirkung der Sonnenwärme auf die Temperatur- und Witterungs-

verhältnisse eines Ortes bilden die Elemente des physischen Klima's des Ortes, dessen Bedeutung demnach von derjenigen des mathematischen oder astronomischen Klima's (siehe Math. Geogr. S. 84) wesentlich abweicht.

Die Kenntniss der klimatischen Verhältnisse einer möglichst grossen Anzahl von Punkten ist die empirische Grundlage einer Theorie des Einflusses der Sonnenwärme auf das Erdganze. Die Zusammenstellung aller Orte gleicher Mitteltemperatur lehrt die Vertheilung der Sonnenwärme auf der Erdfläche kennen, die Vergleichung des täglichen und jährlichen Gangs, des Spielraums und der secundären Einflüsse führt zu einer allgemeinen Klimatologie, d. h. zur Kenntniss der allgemeinen klimatischen Verhältnisse, aus denen, nach gegenseitiger Aufhebung der localen, in die Klimate der einzelnen Orte sich einmengenden Störungen, die einfacheren Gesetze hervortreten, welche die Erscheinungen mit den Ursachen in Verbindung setzen.

Die Akademie von Paris begann 1688 eine Reihe regelmässiger meteorologischer Aufzeichnungen, und das Beispiel wurde bald in- und ausserhalb Europa nachgeahmt, theils von anderen gelehrten Gesellschaften, theils von einzelnen Männern. Die grossen Mängel der meteorologischen Instrumente jener Zeit und der tiefe Standpunkt der physikalisch-chemischen Kenntnisse setzten aber der Begründung einer wissenschaftlichen Meteorologie unbesiegbare Hindernisse entgegen. Um die Hebung der ersteren Schwierigkeit bemühten sich vielfach die Akademiker von Florenz, so wie der Herausgeber ihrer Arbeiten Musschenbroek, *tentam. exper. nat. capt. in Academia del Cimento*, 1731, ferner Amontons, Fahrenheit, Celsius, Réaumur, Nollet u. a. Physiker; doch gelang erst in der zweiten Hälfte des XVIII. Jahrh. die Verfertigung vergleichbarer Thermometer, zuverlässiger Barometer und anderer Apparate zur Messung der atmosphärischen Veränderungen. Grosses Verdienst um diese Verbesserungen erwarben sich Lambert, *Vorschläge zu versch. Beob. etc.*, 1773; —, *deutscher gel. Briefwechsel*, 1783; —, *Pyrometrie*, 1779; de Luc, *modifications de l'atmosphère*, 2. *édit.*, 1784; de Saussure, *voyages dans les alpes*, 1779; —, *essai sur l'hygromètrie*, 1783. Mit diesen besseren Apparaten veranstaltete die meteorologische Gesellschaft von Mannheim anhaltend fortgesetzte Beobachtungen an einer grossen Zahl von Orten in Europa und Amerika, welche gesammelt sind in *Ephemerides Soc. meteor. Palat. ann.* 1781 — 92 und auch jetzt noch als eine wichtige Grundlage der Wissenschaft Geltung haben. Systematische Lehrgebäude aufzustellen versuchten Cotte, *traité de météorologie*, 1774; —, *mém. sur*

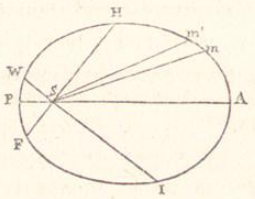
la météor., 1788; Richard, *histoire nat. de l'air et des météores;* 1770; Toaldo, *della vera influenza degli astri etc. saggio meteorol.*, 1770; —, *la meteorol. appl. all' agricoltura*, 1776; de Luc, *idées sur la météorol.*, 1786; Lampadius, *system. Grundr. der Atmosphärologie*, 1806; Voigt, *allg. Witterungslehre*, 1808. — Man hatte indess erst gegen das Ende des vorigen Jahrhunderts richtigere Kenntnisse über die Natur der Gase und Dämpfe und über die Beschaffenheit der Atmosphäre gewonnen, man war auch durch Lambert und de Saussure auf eine Menge von Aufgaben über den Einfluss der Sonnenwärme und auf Methoden sie zu lösen aufmerksam geworden, die gründliche Kenntnisse der Physik und Chemie und vergleichende Untersuchungen auf Gebirgen und in entfernteren Klimaten voraussetzten. In diesem Geiste bearbeiteten von Humboldt und von Buch die Wissenschaft, und durch sie vorzüglich hat sie in neuerer Zeit einen allgemein geographischen Charakter erhalten. Die früher von der Mannheimer Gesellschaft verfolgte Bahn ist nun, besonders durch die Bemühungen von J. Herschel und Quételet, mit erneuertem Eifer wieder betreten worden, und die kaum übersehbaren Reihen localer Beobachtungen werden von Männern bearbeitet, die mit allen Kenntnissen der neueren Wissenschaft ausgerüstet sind. Auf dem zuletzt bezeichneten Standpunkt stehn die Schriften von Daniell, *meteorolog. essays*, 1823; Brandes, *Beiträge zur Witterungskunde*, 1820; Schouw, *Beiträge zur vergleichenden Klimatologie*, 1827; Schübler, *Grundsätze der Meteorologie*, 1831; Kæmtz, *Lehrbuch der Meteorol.*, 1831—36; —, *Vorles. über Meteorol.*, 1840; Dove, *meteorol. Untersuchungen*, 1837; Muncke, in den Art. *Erde*, *Meteorologie*, *Temperatur*, *Wind* u. a. im n. Gehler.; Pouillet, *élémens de phys. et de météorologie*, 1844; so auch die Monographie'n von Bouvard, *observat. météorol. à Paris*, *Mem. de l'Acad. VII*, 1827; Howard, *Climate of London*, 1832; Eisenlohr, *über das Klima von Karlsruh*, 1832; —, *über den Einfluss des Windes*, 1837; Schouw, *tableau du climat et de la végétation de l'Italie*, 1839; Quételet, *sur le climat de la Belgique*, 1845. Die neueren Fortschritte der Meteorologie behandeln Dove, *Repertorium der Physik*, *IV*, 1841; Forbes, *report on meteorology*, 1833, übersetzt und ergänzt von Mahlmann, 1836; —, *suppl. report*, 1841. Berichte über die Ergebnisse der neueren Beobachtungen in Grossbritanien und seinen Colonien, Deutschland und Russland geben Herschel und Birt, *Reports of the Brit. Assoc.* Quételet, *Mem. de Bruxelles;* Kupffer, *Annuaire de l'Ac. de Petersb.*

I. INTENSITÄT DER SONNENWÄRME.

77. Theoretische Bestimmungen.

Wenn nur das Verhältniss der in gegebenen Zeiten auf das Ganze, oder auf einzelne Theile der Erdfläche ausströmenden Sonnenwärme, nicht aber der durch die Atmosphäre und die Configuration der Erdfläche modificirte Betrag der von der Erde wirklich empfangenen gesucht wird, so lassen sich die verlangten Bestimmungen aus den Principien der Wärmelehre herleiten.

Die Wärmemenge, welche in einer gegebenen Zeit auf eine Flächeneinheit der Erde strömt, ist unabhängig von dem Abstand der Sonne und verhält sich wie die Zunahme der Sonnenlänge in jener Zeit. Es sei nämlich S die Sonne, m m′ eine von der



Erde durchlaufene Wegeinheit, z. B. eine Meile, es sei ferner $r = Sm = Sm'$, $\varphi = m\,Sm'$, und C die Wärmemenge, welche in der Entfernung = 1 in der Zeiteinheit auf die Flächeneinheit fällt, so erhält in der Entfernung r die Flächeneinheit $\frac{C}{r^2}$ Wärme und, da die Zeit, in welcher der Bogen m m′ von der Erde durchlaufen wird, nach dem zweiten Gesetz von Keppler, durch den Sector $Smm' = \frac{r^2}{2}.\varphi$ ausgedrückt werden kann, so ist das Maass der in dieser Zeit zur Erde strömenden Wärme $= \frac{C}{2}.\varphi$, also dem Winkel φ oder der Zunahme der Sonnenlänge proportional. Wenn man daher durch zwei senkrecht auf einander durch die Sonne gezogene Linien WI, FH die Erdbahn in vier Quadranten theilt, so ist die Menge der zur Erde strahlenden Sonnenwärme

während die Erde jeden dieser Quadranten durchläuft, z. B. also während jeder der vier Jahreszeiten, gleich; die grössere Intensität der auf die südliche Hemisphäre fallenden Wärme, während die Erde zwischen der Herbst- und Frühlingsnachtgleiche durch das Perihel geht, wird vollständig ausgeglichen durch die längere Dauer ihres Laufs vom Frühlings- bis zum Herbstäquinoctium.

Die während eines Tages auf einen Ort der Erdfläche strahlende Wärmemenge hängt ab von dem zusammengesetzten Verhältniss der Tageslänge und des Sinus der Neigung, unter welcher die Strahlen die Erdfläche treffen (24), oder, da diese zwei Grössen selbst wieder Functionen der Abweichung der Sonne und der Polhöhe sind, von diesen letzten Grössen allein. — Setzt man die Wärmemenge $= 1$, die in den Aequinoctien auf einen Ort des Aequators fällt, während die Sonne vom Ostpunkt bis zum Zenith steigt, so ergeben sich, nach der Berechnung von Halley, für die von 10 zu 10° steigenden Polhöhen folgende Werthe für die Wärme, die am längsten und kürzesten Tag und an den Tagen der Nachtgleichen den entsprechenden Orten der Erdfläche zuströmt:

Polhöhe.	Sonne im —Solst.	Sonne im Aequat.	Sonne im +Solst.
0	1,8341	2,0000	1,8341
10	1,5834	1,9696	2,0290
20	1,3166	1,8794	2,1737
30	1,0124	1,7321	2,2651
40	0,6944	1,5321	2,3048
50	0,3798	1,2855	2,2991
60	0,1075	1,0000	2,2773
70		0,6840	2,3543
80		0,3473	2,4673
90		0,0000	2,5050

Man sieht, dass, ungeacht der zunehmenden Schiefe der Strahlen, die Wärmemenge des längsten Tages vom Aequator nach den Polen zu, in Folge der grösseren Tageslänge, steigt bis etwa in den Breiten von Italien, dann wieder abnimmt bis nach dem

mittleren Skandinavien, und hierauf wieder wächst bis zum Pol, wo die nur $23\frac{1}{2}$ hoch, aber anhaltend über dem Horizont stehende Sonne mehr Wärme gibt, als in 12 Stunden die zur Zeit der Nachtgleichen unter dem Aequator durch das Zenith gehende Sonne.

Nach gleichen Grundsätzen hat Lambert die Wärmemenge für jeden einzelnen Tag berechnet und durch Addition für die jährliche Erwärmung in verschiedenen Breiten folgende, durch die vorige Einheit ausgedrückte Zahlen erhalten:

Wärmemenge während des Jahres unter dem Aequator						=	700
„	„	„	„	„	„ Wendekreis	=	646
„	„	„	„	„	„ 45° Breite	=	516
„	„	„	„	„	„ Polarkreis	=	350
„	„	„	„	„	„ Pol	=	287

Dividirt man diese Zahlen durch die Anzahl der Tage im Jahr, so ergibt sich die

Mittlere tägliche Wärmemenge unter dem Aequator						=	1,917
„	„	„	„	„	Wendekreis	=	1,769
„	„	„	„	„	45° Breite	=	1,413
„	„	„	„	„	Polarkreis	=	0,958
„	„	„	„	„	Pol	=	0,786

Literatur. Halley, *prop. heat of the sun, Ph. Tr. XVII*, 1693; Euler, *determin. caloris et frigoris graduum, Comm. Petrop. XI*, 1750; Tob. Mayer, *Opp. ined. I*, 1775; Lambert, *Pyrometrie*, 1779; G. Fontana, *disquis. phys. math. I*, 1780; v. Lindenau, *Theorie merkwürdig. Winde, Zach M. C. XV*, 1807; Tralles, *über die Erwärmung der Erde durch die Sonne, Berl. Denkschr.*, 1818; Schmidt, *math. und physik. Geogr. II*, 1830; Lamont, *Darstellung der Temperaturverh. an der Oberfläche der Erde, Münchn. Akad.* 1840.

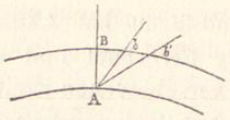
78. Absorption in der Atmosphäre.

Die auf S. 27 gegebene Absorptionsformel

$$t = T\, p^{\varepsilon}$$

lässt sich auf die Atmosphäre anwenden, wenn $\frac{1}{n} = 1 - p$ das specifische Absorptionsvermögen der Atmosphäre, ε die von den

Wärmestrahlen durchlaufene Dicke der Atmosphäre, T die Intensität der Sonnenwärme an der oberen Grenze der Atmosphäre und t den Rest dieser Intensität oder die in der Tiefe beobachtete Temperatur bezeichnen. Setzt man die verticale Höhe der Atmo-



sphäre A B = 1; so lassen sich andere Werthe von ε, wie Ab, Ab', für schief einfallende Strahlen aus den Zenithdistanzen der Sonne durch Rechnung finden, und sind durch directe Beobachtungen zu zwei oder mehreren Werthen von ε die entsprechenden Werthe von t bekannt, so ergibt sich sowohl T, d. h. die unverminderte Sonnenwärme, als $p = \frac{t}{T}$, d. i. das Verhältniss des Ueberrestes derselben zu T, nachdem sie die verticale Höhe der Atmosphäre BA durchlaufen hat. Es ist klar, dass T nur in der Einheit des beobachteten t ausgedrückt sein kann und keinen absoluten Werth hat.

Nach Beobachtungen im Meeresniveau fand Bouguer, der zuerst diese Methode in Anwendung brachte, den Werth von $1 - p = 0{,}19$, Lambert, nach Beobachtungen in Chur, $1 - p = 0{,}41$; nach dem ersteren würden 0,19, nach dem letzteren 0,41 von der die Atmosphäre senkrecht durchdringenden Sonnenwärme absorbirt. Neuere, mit zweckmässigeren Apparaten ausgeführte Versuche stimmen besser überein: es fand den Werth von 1—p

Leslie	— 0,25
Pouillet	— 0,24
Kämtz	— 0,32
Forbes u. Kämtz	— 0,26
Quételet	— 0,38
Mittel	— 0,29

Da jedoch die Formel von Bouguer mit den Gesetzen der Diathermansie nicht übereinstimmt (27), so erheben sich einige Bedenken gegen die Zulässigkeit dieser Resultate. Forbes hat daher versucht, den Betrag der Absorption, unabhängig von der Formel

von Bouguer, direct aus den Beobachtungen abzuleiten und glaubt nach dieser Methode, die jedoch ebenfalls nicht grosse Sicherheit gewährt, $1 - p = 0{,}466$ annehmen zu können, so dass ungefähr die Hälfte der Wärme, welche in die Atmosphäre eindringt, wenn die Sonne im Zenith steht, absorbirt würde. Nach seinen gemeinschaftlich mit Kämtz ausgeführten Beobachtungen ergab sich indess auch für den Durchgang der Wärme durch die zwischen Faulhorn und Brienz liegende Luftmasse, ungefähr $^2/_3$ der Atmosphäre, eine Absorption, welche zwischen 0,07 und 0,25 der ganzen schwankte, und die hieraus nach der Formel von Bouguer berechnete Absorption der ganzen Atmosphäre stimmt mit den anderwärts gefundenen Werthen gut überein.

Unter der Voraussetzung, dass $p = 0{,}75$, berechnet Pouillet, dass von der gesammten Sonnenwärme, die auf die beleuchtete Hälfte der Erde ausstrahlt, nur 0,5 bis 0,6 zum Boden gelange, die von der Atmosphäre absorbirte Wärme demnach ungefähr die Hälfte aller von der Sonne auf die Erde strömenden Wärme betrage.

Um den Einfluss der directen Sonnenwärme zu bestimmen, verglich Lambert den Stand eines der Sonne ausgesetzten Thermometers mit dem eines im Schatten stehenden und betrachtete den Ueberschuss als das Maass der directen Sonnenwärme. — De Saussure liess die Sonne auf ein Thermometer, Heliothermometer, einwirken, das durch Glastafeln in einem innerhalb geschwärzten Kasten möglichst gegen Wärmeverlust durch Strahlung und Fortleitung geschützt war, und verglich die Temperaturunterschiede des geschützten und eines freien Thermometers, die er auf dem Cramont und in Courmayeur erhielt. Leslie bediente sich seines Differentialthermometers; die eine Kugel wurde mit Metallblättchen überzogen, um alle Wärme zu reflectiren, die andere geschwärzt, um die Wärme zu absorbiren, und der Unterschied des Volumens der beiden eingeschlossenen Luftmassen war das Maass der aufgenommenen Wärme. — Das Verfahren von Lambert befolgten auch Daniell, Flaugergues, Richardson, Sabine, Pentland, Foggo u. a.; meist wurde die der Sonne ausgesetzte Thermometerkugel geschwärzt. — Die genauesten Resultate gibt das Aktinometer von J. Herschel, oder Pyrheliometer von Pouillet. Das Instrument ist ein Thermometer mit grosser cylindrischer Bauchung, gefüllt mit dunkelblauer Flüssigkeit; als Maass des Einflusses der Sonnenwärme dient die Temperaturerhöhung während einer bestimmten Zeit (1 Min. nach Hersch., 5 Min. nach Pouill.), und da diese Tem-

peratur nicht nur von der directen Sonnenwärme, sondern auch von allen Einflüssen der Umgebung herrührt, so wird das Instrument eine gleiche Zeitdauer vor und nach dem Versuch nur der Umgebung ausgesetzt, die Sonnenwärme nämlich durch einen Schirm abgehalten, und das arithmetische Mittel dieser zwei Versuche von dem Ergebniss des Hauptversuchs abgezogen.

Literatur: F. Marie, *nouv. découverte sur la lumière*, 1700; Mairan, *sur la cause du froid en hiver et de la chaleur en été*, 1768, auch in *M. de l'Acad.*, 1719 u. 1721; Bouguer, *tr. d'optique sur la gradation de la lumière*, 1760; Lambert, *photometria*, 1760; —, *Pyrometrie*, 1779; de Saussure, *voyages*, §. 932; Leslie, *essay on heat*, 1804; Flaugergues, *sur la chaleur prod. par les rayons du soleil*, *J. de Ph.*, 1818; Daniell, *meteorol. essays*, 1823; Arago, *remarques relat. aux résultats de M. Daniell*, *A. de Ch.*, 1824; Foggo, *remarks on M. Daniells hypoth.*, *Edinb. ph. J. XXVII*, 1826; Ritchie, *descr. of the actinometer*, *Edinb. J. of Sc.*, 1825; J. Herschel, *descr. of the actinometer*, *Report of the Committee of physics to the R. Soc.*, 1840, > *Poggd. XXXII u. XLI*; Sabine, *experiments to determine the figure of the earth*, 1825; Richardson, in Franklin, *second. exped.*, 1828; Pentland, *sur l'action calorif. des rayons du soleil*, *l'Instit.* 1839; Pouillet, *mém. sur la chaleur solaire*, *Compt. Rend.*, 1838 > *Poggd. XLV*; —, *tr. de physique*, *II*; Forbes, *on the transparency of the atmosph.*, *Ph. Tr.*, 1842; —, *suppl. report on meteorol.*, 1841; Kämtz, *Lehrb. der Met.*, *III*, 1836; Muncke, im n. G. Art. *Wärme*; Quételet, *climat de la Belgique*, 1845.

79. Directe Beobachtungen.

Einen Anhaltspunkt zur Schätzung der Intensität der directen Sonnenstrahlen nach ihrem Durchgang durch die Atmosphäre gewähren die vielfach ausgeführten Vergleichungen der in der Sonne und im Schatten beobachteten Thermometerstände. — Lambert fand in Chur den Ueberschuss des in der Sonne stehenden Thermometers über das im Schatten stehende bei 60° Sonnenhöhe gleich 19°,7, bei 40° Sonnenhöhe gleich 16°. In Viviers schwankte der Ueberschuss eines geschwärzten, der Sonne ausgesetzten über das im Schatten hängende Thermometer, nach Flaugergues, zwischen 8°,7 und 11°,4. — Daniell beobachtete in London als Maximum einen Ueberschuss von 36°,11. — Nebenumstände, die Aussetzung der Instrumente, die Beschaffenheit und Bekleidung der Glaskugel, Bewegung oder Ruhe der Luft u. s. w. haben übrigens auf die Grösse des Ueberschusses einen wesentlichen Einfluss.

Dass die Intensität der Sonnenstrahlen auf Gebirgen grösser sei als in der Tiefe geht aus diesen Versuchen, wie aus denjenigen mit dem Aktinometer, hervor. De Saussure fand auf dem

Cramont den Ueberschuss des auf geschwärztem Kork der Sonne ausgesetzten Thermometers über das im Schatten liegende gleich 19°, in Cormayeur nur 10°. — Auf Jamaica fand Sabine diesen Ueberschuss auf einem 4080 engl. F. hohen Berge gleich 32°,8, in der Tiefe nur gleich 20°,3.

So wie die directe Einwirkung der Sonnenstrahlen mit steigender Höhe zunimmt, glaubt Daniell auch aus den Beobachtungen auf eine Zunahme derselben vom Aequator nach den Polen schliessen zu können. Von anderer Seite her wird jedoch diese Folgerung in Zweifel gezogen oder als irrig betrachtet. Herschel hat die Einwirkung auf das Aktinometer am Cap d. g. H. bedeutend grösser gefunden als in Europa.

Durch Begünstigung der Absorption und Verminderung der Ausstrahlung kann die durch die Sonne erzeugte Temperatur sehr hohe Grade erreichen. Das im geschwärzten Kasten eingeschlossene Thermometer von de Saussure stieg auf dem Cramont bis auf 87°,5. — Robison sah, unter ähnlichen Verhältnissen, das Thermometer bis auf 110° und 114° steigen. — Am Orinoco fand v. Humboldt bei einer äusseren Temperatur von 30°, die Wärme eines Granitfelsens = 47°,6, die von weissem Sand = 52°,5, die von grobem Granitgrus gleich 60°,2. — Nach Arago ist der Sand am Meeresufer im Sommer zuweilen bis auf 65° und 70° erhitzt. — Es erklärt sich hieraus die von Scoresby angeführte Thatsache, dass im Polarmeer das Pech an den Schiffen in der Sonne zum Schmelzen kommt, was eine Temperatur von 30° bis 45° voraussetzt, während im Schatten ein Thermometer — 10° zeigt. — Nach Hansteen schmelzt in Sibirien die Sonne den Schnee auf den Dächern, während im Schatten die Temperatur der Umgebung — 25° bis — 38° beträgt.

In neuerer Zeit hat man schärfere Bestimmungen zu erhalten gesucht. — Aus dem Gewicht der verschiedenen Theile des Aktinometers und der darin enthaltenen Flüssigkeit und den Wärmecapacitäten ihrer Substanzen ergibt sich das Gewicht Wasser, dessen Temperatur durch die constante Wärmemenge T, die das Aktinometer an der oberen Grenze der Atmosphäre aufgenommen hätte, um gleich viel erhöht worden wäre, also auch das Gewicht des durch diese Wärme geschmolzenen Eises. Kennt man nun

ferner den Inhalt der Fläche, durch welche die Wärmemenge in das Instrument eingedrungen ist und die Zeit, während welcher das Aktinometer den directen Sonnenstrahlen ausgesetzt war, so findet man durch Division das Gewicht Eis, das durch die Wärme geschmolzen würde, die an der oberen Grenze der Atmosphäre in der Zeiteinheit auf eine Flächeneinheit fiele und kann, nach den berechneten Werthen von t, auch bestimmen, wie viel Eis bei verschiedenen Höhen der Sonne die durch die Atmosphäre gedrungene Sonnenwärme zu schmelzen vermag. — Pouillet findet, dass die Wärmemenge, welche die Sonne in 1 Minute auf eine Fläche von 1 Quadratcentimeter ausstrahlt, durch 1,7633 ausgedrückt wird, wenn die Einheit die specifische Wärme des Wassers ist, dass also die gesammte Wärmemenge, welche die Erde im Laufe des Jahres von der Sonne empfängt, eine die ganze Erde umschliessende Schale von Eis von 30,89 Meter Dicke schmelzen würde. — J. Herschel hat ebenfalls versucht, die Angaben des Aktinometers auf absolute Grössen zurückzuführen, und heisst Aktine die senkrecht auf das Instrument strahlende Wärmemenge, welche in 1 Minute eine Eisschicht von 1 Milliontel eines Meters Dicke schmelzen würde; die Dicke der Eisschale, welche die jährlich auf die Erde strahlende Wärme schmelzen würde, berechnet Herschel zu 25,71 Meter.

80. Veränderungen in der Intensität der Sonnenwärme.

Eine Vermehrung oder Verminderung der jährlich von der Sonne auf die Erde ausgestrahlten Wärme könnte nur erfolgen, entweder durch Veränderungen in der Entfernung und jährlichen Bahn der Erde, oder durch eine Verstärkung oder Schwächung der zustrahlenden Wärme in Folge veränderter Zustände des Sonnenkörpers, oder durch die Erfüllung des zwischen der Sonne und der Erde liegenden Raumes durch ein absorbirendes Mittel, oder endlich durch das Dazwischentreten athermaner Körper.

Eine physikalische Ursache zu den Veränderungen in der Erdbahn liegt in den Störungen (I, 26), und unter diesen können allein die auf die mittlere Entfernung und auf die Gestalt der Bahn einwirkenden von Einfluss sein, während die Lage der Erdbahn-

ebene im Raume, die Lage der Apsidenlinie in dieser Ebene und die Stellung des Erdäquators in Bezug auf den Totaleinfluss der Sonnenwärme ganz indifferent sind. Durch eine Veränderung des letzten dieser Elemente würde nur die Vertheilung dieses Totaleinflusses auf die verschiedenen Zonen der Erdfläche sich anders gestalten.

Die mittlere Entfernung der Erde von der Sonne, oder die halbe grosse Axe der Erdbahn, ist aber vollkommen constant (I, 28), indem die geringen periodischen Störungen sich vollständig ausgleichen, so dass nur noch die Gestalt der Bahn zu berücksichtigen ist. Diese Gestalt hängt ab von der Excentricität (I, 30); die Ellipse nähert sich dem Kreise oder wird schmäler, je nachdem die Excentricität kleiner oder grösser wird, und, da die grosse Axe sich gleich bleibt, so fällt die Veränderung einzig auf die kleine Axe und auf den Ort der Sonne. Es lehrt aber die Rechnung, dass der Betrag der jährlichen Sonnenwärme mit diesen Veränderungen in enger Verbindung stehe. Nach einem von J. Herschel bewiesenen Satze ist nämlich, bei gleich bleibender grosser Axe, das Product der kleinen Axe in die jährliche Wärmemenge constant, so dass diese so viel mal kleiner wird, je grösser jene ist, je mehr sich also die Bahn dem Kreise nähert. Setzt man daher die halbe grosse Axe $= 1$, die halbe kleine Axe wenn die Excentricität e ist, gleich $b = \sqrt{(1 - e^2)}$, wenn die Excentricität e' ist, gleich $b' = \sqrt{(1 - e'^2)}$, und die den beiden Excentricitäten e, e' entsprechenden jährlichen Wärmequantitäten gleich C, C', so ist

$$C : C' = \frac{1}{b} : \frac{1}{b'}$$

daher $$\frac{C - C'}{C} = \frac{b' - b}{b'} = \frac{\sqrt{(1-e'^2)} - \sqrt{(1-e^2)}}{\sqrt{(1-e'^2)}}$$

Berechnet man diesen Werth von $\frac{C - C'}{C}$ für die beiden Grenzwerthe der Excentricität, so erhält man 0,0002, d. h. die mittlere Jahreswärme wird, wenn die Excentricität den kleinsten möglichen Werth hat, um ungefähr den 5000sten Theil geringer sein, als bei dem grössten Werth derselben. Um diese, für unsere Thermometer ganz unmerkliche Grösse werden die jährlichen

Mitteltemperaturen aller Orte der Erdfläche sich vermindern, und die Abnahme wird sich auf die lange Periode von 48,000 Jahren vertheilen. Etwas grösser wird der Einfluss auf den Unterschied der Wärme im Perihel und Aphel. Bei der kleinsten möglichen Excentricität verhalten sich die Entfernungen von der Sonne wie 1,004 : 0,996, die Intensitäten der Sonnenwärme im Aphel und Perihel also wie $\frac{1}{(1{,}004)^2} : \frac{1}{(0{,}996)^2}$, oder ungefähr wie 62 : 63, d. h. die directe Sonnenwärme im Perihel ist um den 62sten Theil grösser als im Aphel; bei der grössten Excentricität wird dieses Verhältniss gleich 12 : 13, und die Differenz durch ein empfindliches Aktinometer bemerkbar gemacht werden können.

Die Stellung des Erdäquators gegen die Ekliptikebene bedingt den Wechsel der Jahreszeiten. Fiele die Aequatorebene mit der Ekliptikebene zusammen, so verschwände dieser Wechsel, die Sonne culminirte das ganze Jahr unter dem Aequator im Zenith und erschiene beiden Polen stets im Horizont. Stände die Aequatorebene senkrecht auf der Ekliptikebene, so culminirte unter dem Aequator die Sonne in den Aequinoctien im Zenith, in den Solstitien erschiene sie nur im Horizont; im grössten Theil jeder Halbkugel verschwände die Sonne unter dem Horizont vom einem bis zum anderen Aequinoctium, von diesem an stiege sie in der Culmination sehr rasch immer höher und stände im Solstitium unter dem Pol anhaltend im Zenith. Die jetzige Stellung des Erdäquators ist zwar (I, 28) einer Veränderung unterworfen, es ist aber diese Schwankung in so enge Grenzen eingeschlossen, dass ihr Einfluss auf die Klimate niemals von Bedeutung werden kann.

Andere als diese Ursachen zu Veränderungen, sowohl in der totalen Sonnenwärme, als in ihrer klimatischen Vertheilung, sind, wenn man sich nicht der ausschliesslichen Leitung der Phantasie überlassen will, weder in der Mechanik des Himmels, noch in anderen Gebieten der Naturwissenschaft nachzuweisen.

Seitdem die Stabilität unseres Planetensystems mit mathematischer Strenge bewiesen worden ist, hat sich die Hypothese mehr den anderen im Eingang angeführten Möglichkeiten zugewendet. Man hat eine Ursache geschwächter Sonnenwärme gesucht in einer Vermehrung der Sonnenflecken (Renoir), in dem Auftreten dichterer Schwärme von Sternschnuppen (Er-

MAN), in einer stärker absorbirenden, mit wässrigem Dunst überladenen Atmosphäre (v. CHARPENTIER); es soll das Eintreten der Erde in den Schweif von Cometen, bald eine Vermehrung, bald eine Verminderung der Sonnenwärme bewirkt haben; man hat der Erde durch den Stoss von Cometen andere Rotationsaxen, daher andere Pole, andere Zonen und Klimate gegeben (BOUCHEPORN), ohne jedoch einer dieser, zum Theil schon in älterer Zeit und wiederholt vorgetragenen Annahmen eine sichere Stelle in der Wissenschaft begründen zu können.

Literatur. J. HERSCHEL, *astron. Ursachen geolog. Erscheinungen, Ph. Magaz.*, 1831, *und Geolog. Trans.*, 1832, > LITTROW, im n. Gehler, Art. *Temp. der Erde;* RENOIR, *Bull. géol., XI*, 1839; ERMAN, *über die Asteriden der August- und Novemberperiode, Poggd. XLVIII*, 1839; DE CHARPENTIER, *essai sur les glaciers*, 1841; ARAGO, *über Cometen, Unterhalt. II, aus dem Annuaire für* 1832; DE BOUCHEPORN, *études*, 1844.

II. TEMPERATUR DER ERDOBERFLÄCHE.

81. Einleitende Bemerkungen.

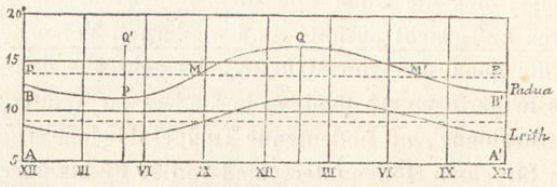
Die Temperaturverhältnisse der an den Erdboden angrenzenden atmosphärischen Schicht, worin wir leben, sind, durch lange Zeit fortgesetzte Beobachtungen an vielen über die ganze Erde zerstreuten Orten, vorzugsweise bekannt und gewähren den sichersten Ausgangspunkt zu einer allgemeinen Darstellung der Vertheilung der Sonnenwärme im Erdkörper überhaupt. Die Resultate gründen sich fast ausschliesslich auf directe Beobachtung des Thermometers, und die Behandlung befolgt die auf S. 255 skizzirte Methode der Induction. — Das Thermometer soll die jeweilige vorherrschende Temperatur der unteren atmosphärischen Schicht rein von allen localen störenden Einflüssen anzeigen; es muss daher im Schatten, möglichst geschützt vor der Strahlung des Bodens oder nahe stehender Objecte, und der freien Atmosphäre ausgesetzt sein. Ueber den Einfluss, den die Höhe über dem Boden auf die Temperatur der unteren Luftschicht ausübt, sind wiederholt Versuche angestellt worden, die genausten von MARCET. Es geht aus denselben hervor, dass in geringen Abständen, besonders im Winter, in Folge der Bodenstrahlung, oft bedeutende Temperaturdifferenzen vorkommen, die für einen Höhenunterschied von 50 F. bis über 8^0 stiegen und in der Regel eine mit der Höhe zunehmende Temperatur an-

zeigten, so dass erst in Höhen von 10^0 und mehr Fuss die Mitteltemperaturen als normal betrachtet werden dürfen. — Stündliche, mehrere Jahre durch fortgesetzte Beobachtungen besitzt man indess nur für wenige Orte, an vielen ist im Laufe des Tages nur 2, 3 oder höchstens 4 Mal beobachtet worden, für die meisten besitzt man nur das auf anderem, als dem angezeigten Wege gefundene jährliche Mittel; die inductive Methode ist daher allerdings nicht so consequent durchzuführen, wie die allgemeine Darstellung derselben es zu fordern scheint. Es lässt sich jedoch das Verfahren ohne Schwierigkeit dem vorhandenen Stoff anpassen, da die Lösung der mannigfaltigen Aufgaben, die sich darbieten, keineswegs die Benutzung des vollständigen Materials verlangt.

Literatur. Ueber die Aufstellung des Thermometers und den Einfluss der Höhe desselben über dem Boden: Six, *Ph. Trans. LXXIV*, 1784; Pictet, *essai sur le feu*, 1790: —, *Bibl. univ.*, 1817; Daniell, *essays*, 1823; Marcet, *Mém. de Genève*, *VIII*, 1839, > *Bibl. univ.*, *XV*; Muncke, Art. *Temperatur* und *Wärme* im n. G.; Kämtz, *Meteorol.*

82. Täglicher Gang der Temperatur.

Die allgemeinen Verhältnisse des Steigens und Fallens der Temperatur im Laufe eines Tages lassen sich leicht übersehen und beruhen auf dem Gesetz, nach welchem die directe Erwärmung mit dem Sinus der Sonnenhöhe zu- und abnimmt. Die Temperatur steigt vom Aufgang der Sonne an bis zu einem Maximum, das in der Regel erst nach der Culmination eintritt, weil dann zu der noch wenig verminderten directen Wärme die Strahlung des Bodens hinzukommt; nach dem Maximum fällt die Temperatur schneller bis zum Sonnenuntergang, langsamer während der Nacht bis zum Aufgang. Die Curve BQB′ des täglichen Gangs hat also



zwei Wendepuncte, ein Maximum Q und ein Minimum P, sie schneidet ferner eine der Abscissenlinie parallele, im Abstand der mittleren Tagestemperatur A D gezogene Linie D E in zwei Punkten M, M', es ist endlich der aufsteigende Schenkel P Q kürzer als der niedersteigende Q B' B P. — Die Gestalt der Curve und der verticale Abstand Q' P oder der Spielraum der Tageswärme hangen ab von der Länge des Tages und der Culminationshöhe der Sonne; beide ändern sich daher für denselben Ort mit der Jahreszeit und für verschiedene Orte mit der Breite. Es wächst in der gemässigten Zone der Schenkel P Q vom kürzesten Tag bis zum längsten und zugleich mit ihm der Spielraum Q' P; es nimmt vom Aequator nach den Polen hin die Ungleichheit der Curve in verschiedenen Jahreszeiten zu. In der Wirklichkeit sind diese Gesetze modificirt durch die Einflüsse der Strahlung, Absorption und atmosphärischer Verhältnisse, ohne jedoch durch dieselben ganz verdrängt zu werden. Der Spielraum zeigt sich ziemlich genau der Länge des Tages proportional.

Unsere empirische Kenntniss der Curve des täglichen Gangs in Europa beruht vorzugsweise auf stündlichen oder zweistündlichen Beobachtungen in Padua, Brüssel, Apenrade in Schleswig, Fort Leith bei Edinburgh und an noch anderen Orten, und die Resultate zeigen gute Uebereinstimmung. Der mittlere tägliche Gang der Wärme im südlichen und nördlichen Europa ist in Betreff der allgemeinen Gestalt der Curve beinah vollkommen gleich und weicht nur ab in der Grösse des Spielraums und in der Epoche der Wendestunden, auf welche die Breite und locale Verhältnisse Einfluss haben. —

Das Minimum der Temperatur fällt im jährlichen Mittel in

	Padua	Brüssel	Leith		
auf	4^h 18' M.	3^h 52' M.	4^h 36'. M.,	im Mittel	4^h 15' M.
vor Sonnenaufgang	1^h 42'	2^h 8'	1^h 24',		1^h 45'

Unabhängig von diesem früheren regelmässigen Minimum empfindet man unmittelbar vor dem Aufgang der Sonne, oder während desselben eine momentane Erniedrigung der Temperatur. In schwächerem Grade wird diese Kälte auch beim Untergang der Sonne wahrgenommen (Muncke).

Das Maximum der Temperatur fällt in den drei Orten auf

$2^h\ 0'$ A $2^h\ 20'$ A. $2^h\ 36'$ A., im Mittel auf $2^h\ 19'$ A.

Die Temperatur steigt also während $10^h\ 4'$ und fällt während $13^h\ 56'$. Die schnellsten Aenderungen der Temperatur finden in Europa statt zwischen 8 und 10 Uhr Morg. und zwischen 6 und 8 Uhr Abends; zur Zeit der Wendepunkte dagegen ist die Temperatur beinah stationär. — Die Epoche der Wendestunden weicht jedoch an jedem Orte in den einzelnen Monaten ab von ihrem jährlichen Mittelwerth: das Minimum tritt in den Sommermonaten erst etwa eine halbe Stunde vor Aufgang der Sonne ein, das Maximum verspätet sich bis 3^h; in den Wintermonaten fällt die Epoche des Minimums etwas früher ein als ihr Mittelwerth, und auch das Maximum trifft bereits $1\frac{1}{2}$ bis spätestens 2^h nach Mittag ein. Oder, während im Mittel das Minimum eintritt, wenn die Sonne noch 12^0 unter dem Horizont steht, trifft es im Winter ein bei einer Depression von 18^0, im Sommer bei einer Depression von 6^0. — Bedeutendere Abweichungen finden in niederen und hohen Breiten statt. In der heissen Zone fällt, nach den wenigen vorhandenen Beobachtungen, das Maximum stets zwischen Mittag und 2^h, an mehreren Orten auf 1^h (Horner), an einigen auf 12^h (J. Davy). Auch in hohen Breiten, an der Nordküste Sibiriens (v. Wrangel), auf Novaja-Semlia (v. Bær), auf Boothia (Ross) trifft das Maximum der Wärme um 12^h oder wenig nachher ein. Im Winter dieser Gegenden, während die Sonne unter dem Horizont bleibt, kann eine tägliche Variation nur von Winden und hydrometeorischen Einflüssen herrühren. Während eines 40tägigen Aufenthalts zu Bossekop in Lappland, im Winter $183\frac{8}{9}$ fanden Lottin und Bravais den täglichen Spielraum gleich $0^0{,}4$.

Die Zunahme des Spielraums in den wärmeren Jahreszeiten geht aus den Beobachtungen für Europa deutlich hervor: es beträgt derselbe für

		Padua.	Brüssel.	Leith.
im	Winter	$3^0{,}85$	$5^0{,}21$	$1^0{,}57$
„	Frühling	5, 86	8, 41	4, 53
„	Sommer	8, 34	9, 94	4, 51
„	Herbst	5, 51	6, 85	3, 14
„	Jahr	5, 89	7, 60	3, 44

Das Maximum des Spielraums fällt in die zweite Hälfte des Julius, das Minimum in die letzten Tage des December.

Dass aber auch andere Factoren, besonders die Bewölkung des Himmels, einwirken, zeigt sich in den von Kämtz mitgetheilten Angaben aus der heissen Zone, wo man wegen des geringen Wechsels der Tageslänge erwarten sollte, die Differenz der Jahreszeiten beinah verschwinden zu sehen. In Calcutta, Ceylon, Darfur und Bornu ist der Spielraum am grössten bei südlicher Deklination der Sonne, oder in unserem Winter, weil in dieser Zeit des Jahres der Himmel rein, in den anderen Jahreszeiten öfters bewölkt ist. Während bei hellem Himmel der Spielraum jener Gegenden oft den grössten der gemässigten Zone übersteigt, wird er in der Regenzeit der Sommermonate fast unmerklich.

In den Angaben für Padua, Brüssel und Leith erkennt man kein Verhältniss zwischen der Grösse des Spielraums und der Breite, vielleicht wegen zu geringem Breiteunterschied und dem Einfluss örtlicher Verhältnisse oder der Beobachtungsmethode. Andere Beobachtungsreihen geben, nach Schouw, für den mittleren täglichen Spielraum von

Palermo.	Avignon.	Genf.	Zürich.	London.	Apenrade.
6°,85	6°,90	6°,91	6°,60	6°,31	7°,03.

Es glaubt daher Schouw den mittleren Spielraum in Europa gleich 7^0 annehmen zu können. —

Einen bedeutenden Einfluss auf die Grösse des Spielraums übt die Configuration des Bodens, die Vertheilung von Land und Meer, Flachland und Gebirgsland und die Höhe über der Meeresfläche aus. Auf offenem Meere ist, nach v. Humboldt, Péron, Horner, Simonoff u. a., der tägliche Spielraum fast unmerklich, steigt aber, wenn man sich dem Lande nähert, und ist, nach Kämtz, auch im Inneren der Continente grösser, als an der Küste. — In der Schweiz und in anderen Gebirgsländern sind, besonders im Herbst und Winter, die Niederungen Wochen und Monate lang von Nebel bedeckt, und der tägliche Spielraum ist sehr gering, während auf den umliegenden Hochflächen und Gebirgen, bei reinem Himmel, warme Tage und kalte Nächte abwechseln. — Aus der Vergleichung der Beobachtungen auf dem Gr. Bernhard mit denjenigen in Genf

geht hervor, dass die Grösse des täglichen Spielraums auf Gebirgen im Laufe des Jahres geringeren Wechsel erleidet, als in der Tiefe, und auch im jährlichen Mittel kleiner ist. Nach gleichzeitigen Beobachtungen während 14 Tagen fand DE SAUSSURE den täglichen Spielraum der Wärme

	Höhe.	Spielr.
in Genf	1220′	13°,79
in Chamouni	3150	12,62
auf dem Col de Géant	10600	5,32

Eben so ergab sich aus stündlichen Beobachtungen, die während 29 Tagen von KÄMTZ auf dem Rigi und gleichzeitig in Zürich ausgeführt wurden, als mittlerer täglicher Spielraum

	Höhe.	Spielr.
in Zürich	1300′	7°,08
auf dem Rigi	5540	3,84

und aus einer späteren Beobachtungsreihe auf dem Faulhorn

	Höhe.	Spielr.
in Zürich	1300′	11°,92
auf dem Faulhorn	8260	4,72

Nach JEFFREYS beträgt der tägliche Spielraum auf den Vorketten des Himalaya und auf diesem selbst, auf Höhen von 4000′ bis 16000′ selten 7°, meist nur 2° bis 3°, in den Thälern dagegen 16° bis 22°.

Literatur, Theoret. Bestimmungen in der früher gegebenen Lit.; empirische in SCHOUW *Pflanzengeographie*, 1823; —, *Beitr. zur Klimatologie*, 1827; KÄMTZ, *Meteorol.*, *I u. II*, 1831; —, *Beob. auf dem Rigi und Faulhorn*, *Poggd. XXVII*, 1833; LAMONT, *Darstellung der Temperaturverh.*, *Münchner Dkschr.* 1840; MUNCKE, Art. *Temperatur* im n. G.; QUÉTELET, *Climat de la Belgique*, 1845. Graphische Darstell. in BERGHAUS physikal. Atlas, 1838 u. f.

83. Mittlere Wärme des Tages.

Das arithmetische Mittel aus stündlichen Thermometerbeobachtungen gibt den Werth der mittleren Temperatur eines Tages. Häufiger wird, da jene Beobachtungen meist fehlen, das Mittel aus dem mit Hülfe von Registerthermometern gefundenen Maximum und Minimum der Tagestemperatur genommen. Die Vergleichung mit den durch die erste Methode erhaltenen Werthen lehrt jedoch, dass das Mittel der beiden Extreme das wahre Mittel stets um

einige Zehntel, im Jahresmittel um 3 Zehntel übersteigt (Quételet). Nach Kämtz lässt sich die Mittelwärme mit mehr Genauigkeit aus den Extremen ableiten, wenn man sich folgender Formel bedient

$$t = m + c\,(M-m)$$

worin t die gesuchte Grösse, M das Maximum, m das Minimum und c einen Coefficienten bezeichnet, der in den einzelnen Monaten verschiedene Werthe hat und im jährlichen Mittel gleich 0,47 oder nach Quételet für Brüssel gleich 0,456 ist. Den genauesten Werth erhält man durch Quadratur der Tagescurve; wenn man nämlich die Figur A B P Q B′ A′ in ein Rechteck A D E A′ von gleicher Grundlinie A A′ verwandelt, so ist die Höhe A D gleich der Mitteltemperatur. Mit dieser Quadratur haben vorzüglich Tralles, Hällström, Kämtz sich beschäftigt. Man hat endlich versucht, eine, zwei, drei oder vier tägliche Beobachtungen auf fixe Stunden so zu verlegen, dass die einzelne Beobachtung, oder ihr Mittel dem wahren täglichen Mittel entspreche. Nach Mahlmann lässt sich das tägliche Mittel bestimmen durch eine einzelne Beobachtung zwischen VIII und IX Uhr Morg., oder zwischen VII und IX Uhr Ab.; die günstigste Verbindung zweier Stunden ist die von IV Uhr Morg. und IV Uhr Ab., oder auch von IX Uhr Morg. und IX Uhr Ab., beinah gleich vortheilhaft ist X Uhr Morg. und X Uhr Ab.; als Combination von drei Beobachtungen wird VIII Morg., IV Ab. und Mitternacht, oder VI Morg., II und X Ab. empfohlen; nach Kämtz erhält man ein sehr genaues Resultat durch die Verbindung von IV und X Morg. mit IV und X Ab., oder auch von III und IX Morg. mit III und IX Ab.

Nimmt man in der Figur der Tagescurve A D gleich der gefundenen mittleren Wärme des Tages, so schneidet D E die Curve in zwei Punkten M, M′, deren Abscissen D M, D M′ die Tageszeit der mittleren Wärme angeben. Aus den Schwankungen der Curve während des Jahres und ihrer Ungleichheit nach localen Verhältnissen folgen auch für die Epochen der mittleren Wärme kleine Oscillationen um allgemeine Mittelwerthe, sowohl für den einzelnen Ort je nach der Jahreszeit, als wenn man die Werthe mehrerer Orte unter sich vergleicht. Es fallen nämlich die Mittel auf folgende Stunden für

	Padua.		Brüssel.		Leith.	
Winter	10^h 0′M	8^h 36′A	9^h 36′M	7^h 17′A	9^h 54′M	7^h 6′A
Frühling	8 54 M	8 36 A	8 51 M	7 59 A	9 18 M	8 48 A
Sommer	7 42 M	7 12 A	8 26 M	8 3 A	8 48 M	8 42 A
Herbst	9 6 M	7 18 A	9 6 M	7 19 A	9 18 M	7 36 A
Jahr	8 54 M	7 54 A	8 52 M	7 57 A	9 18 M	8 3 A

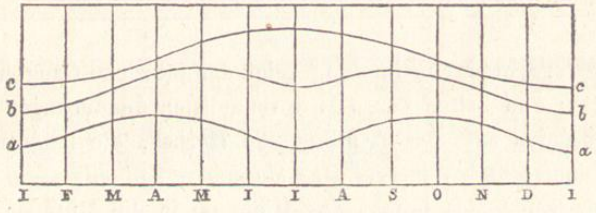
Die Zahlen der einzelnen Jahreszeiten zeigen wenig Regelmässigkeit: das Morgenmittel trifft in Padua im Sommer $2\frac{1}{2}$ Stunden früher ein als im Winter, in Brüssel und Leith nur 1 Stunde; das Abendmittel in Padua ist im Sommer beinah $1\frac{1}{2}$ Stunden früher als im Winter, in Brüssel und Leith fast um 1 Stunde später. Nur die jährlichen Mittel zeigen grössere Annäherung: es lässt sich nach diesen das Morgenmittel für Europa auf 9^h 1′, das Abendmittel auf 7^h 58′, oder fast genau auf 9^h M und 8^h A festsetzen. Der gefundene Mittelwerth der Epoche des Maximums der Wärme entfernt sich nur um 10 Minuten von der Mitte jener Zeiten.

Literatur: Tralles, *Bestimmung des mittl. Wärmegrades. Berl. Denkschr.*, 1818; Hällström, *Best. der mittl. W. der Luft, Poggd. IV*, 1825; Brewster, *Edinb. J. of Sc., IX*; Kämtz, *Best. der mittl. W. des Tages, Schweigg. XVII, XVIII*, 1826; —, *Meteorol. I*; Muncke, Art. *Temperatur* im n. G.

84. Jährlicher Gang der Temperatur.

Die Gestalt der Curve, welche den jährlichen Gang der Temperatur darstellt, ist je nach der Breite des Ortes wesentlich verschieden. Unter dem Aequator geht die Sonne zweimal im Jahr durch's Zenith, die Temperatur zeigt daher zwei Maxima, um die Zeit der beiden Aequinoctien, und zwei Minima, zur Zeit der Solstitien; der Spielraum ist jedoch gering, da zur Zeit der Minima die Sonne sich in der Culmination nur um $23\frac{1}{2}^0$ vom Zenith entfernt. Mit zunehmender Breite nähern sich die Epochen der beiden Maxima, während die Minima stets in die Solstitien fallen; die Culmination zur Zeit des einen Minimums tritt aber dem Zenith immer näher, und entfernt sich um eben so viel von demselben im anderen Minimum; es steigt daher auch die Temperatur zur

Zeit des ersten Minimums immer höher und vereinigt sich mit derjenigen der zwei Zenithdurchgänge zu einem längeren und desshalb höheren Maximum, während im zweiten Minimum die Temperatur immer tiefer sinkt, der Spielraum daher grösser wird. Unter den Wendekreisen erreicht diess Verhältniss seine Grenze; von da an bis zum Pol besitzt die Jahrescurve nur ein Maximum, zur Zeit des Sommersolstitiums, und ein Minimum, zur Zeit des Wintersolstitiums, und sie modificirt sich nur je nach den Verhältnissen der Culminationshöhe und der Tageslänge, und, innerhalb der Polarkreise, je nach der Dauer des immerwährenden Tages und der immerwährenden Nacht. — Wie in dem täglichen Gang treten im jährlichen die Wendepunkte der Temperatur später ein, als die ihnen entsprechenden Epochen des Sonnenlaufs, weil erst nach längerer Erwärmung oder Erkältung der Atmosphäre und des Bodens das Maximum des Einflusses fühlbar werden kann. Die Figur gibt eine Uebersicht dieser Verhältnisse.



Theoretische Jahrescurven der Temperatur
a a unter dem Aequator,
b b unter 15° nördl. Breite,
c c in den nördlichen, gemässigten und kalten Zonen.

Die empirische Kenntniss der verschiedenen Curven der Jahreswärme stützt sich auf die Tagesmittel, oder auf die aus ihnen berechneten Mittel von Dekaden, Monaten oder Jahreszeiten. — Zur Vereinfachung der Arbeit hat man vorgeschlagen, die monatlichen Temperaturen zu bestimmen durch das Mittel der absoluten Extreme, d. h. des höchsten und tiefsten Thermometerstandes während des Monats, oder durch das Mittel der relativen Extreme, oder der Mittelzahlen aus allen 30 Maxima und 30 Minima des Monats; man kann auch zuerst, nach der Methode von

Kämtz, aus den täglichen Extremen die Tagesmittel und aus diesen die monatlichen Temperaturen bestimmen. Die Resultate dieser Berechnungsarten differiren nicht bedeutend, nur das Mittel der absoluten Extreme zeigt geringere Genauigkeit und ist in der Regel in der kälteren Jahreszeit zu niedrig, in der wärmeren und auch im jährlichen Mittel zu hoch.

In der heissen Zone ist die Gestalt der Curve beinah für jeden Ort eine eigenthümliche, da die Epochen der Maxima von der Breite abhangen, und secundäre Einflüsse, wie regelmässige Winde und Hydrometeore, auf den kleinen Spielraum grossen Einfluss haben. So fallen die vier Wendepunkte der Curve für

	Breite.	Maxima.	Minima.	Beobachter
Quito	0°, 14′ S	Febr. u. Sept.	Juli u. Dec.	Salaza.
Batavia	6, 9 N	Mars — Aug.	Juni — Nov.	Kriel.
Trevandrum	8, 11 —	Mars — Oct.	Aug.— Nov.	Caldecott.
Honolulu	21, 19 —	Febr.— Aug.	Jan. — Mars	nach Mahlm.
Calcutta	22, 35 —	Mai — Aug.	Jan. — Juli	— —

Bessere Uebereinstimmung zeigt der jährliche Gang in der gemässigten und kalten Zone. Die schnellsten Aenderungen der Temperatur fallen auf den Frühling und Herbst, die langsamsten auf den Sommer und Winter. Das Maximum fällt allgemein im Mittel auf das Ende des Julius, das Minimum in die Mitte des Januar, nach Kämtz Berechnung mehrjähriger Beobachtungen von zwölf Orten zwischen dem Persischen Meerbusen und Lappland, auf den 26. Julius und 14. Januar. Die Temperatur steigt daher während 193 Tagen und fällt während 172 Tagen. In Italien ist, nach Schouw, die Differenz zwischen der Juli- und der Augusttemperatur sehr gering, und südlich von 41° der Breite fällt das Maximum im Mittel auf den August. Für Paris fand Bouvard, dass im Mittel von 20 Jahren das Maximum auf den 15. Julius, das Minimum auf den 14. Januar falle. Für Brüssel bestimmte Quételet das Maximum auf den 23. Julius, das Minimum auf den 20. Januar. Will man daher die Jahreszeiten so festsetzen, dass das Maximum in die Mitte des Sommers, das Minimum in die Mitte des Winters falle, so muss der Sommer aus Juni, Juli, August, der Winter aus Dec.,

Jan., Febr. zusammengesetzt werden. Diese nach Temperaturverhältnissen bestimmten Jahreszeiten heissen, zur Unterscheidung von den astronomischen (Math. Geogr. S. 84), die physischen Jahreszeiten. — In den einzelnen Jahren kommen jedoch häufige und sehr bedeutende Abweichungen von dem mittleren Gang der Wärme vor; das Maximum fällt in einzelnen Jahren in den Juni, in anderen in den August, das Minimum schwankt zwischen den drei Wintermonaten. Die grössten Abweichungen finden statt im Winter, besonders im Januar, die geringsten im Herbst. Es steigt und fällt ferner die Wärme keineswegs continuirlich, sondern sprungweise, so dass sie im steigenden Schenkel sich wiederholt über den mittleren Gang erhebt und unter denselben zurücksinkt, und umgekehrt im fallenden Schenkel, und die Vertheilung dieser secundären Wendepunkte ist in verschiedenen Jahren sehr ungleich. Einige dieser Sprünge und Rückgänge der Temperatur bleiben auch in vieljährigen Mitteln noch stehn und lassen auf eine tiefer liegende Ursache schliessen. So zeigt sich im nördlichen Europa eine Depression, oder ein Rückgang der Temperatur im Mai, die in Berlin, im Mittel von 110 Jahren, auf den 12. Mai fällt, in Petersburg, im Mittel von 26 Jahren, auf den 9. Mai. — Die Zahl und der Betrag dieser Schwankungen ist im Allgemeinen am grössten in mittleren Breiten, sie hangen aber auch ab von der Lage und Configuration des Landes, seinen Wind- und Feuchtigkeitsverhältnissen, seiner Bepflanzung und von anderen Factoren.

Graphische Darstellungen von Jahrescurven für verschiedene Breiten in Berghaus physikalischem Atlas.

85. Jährlicher Spielraum.

Es lässt sich der jährliche Spielraum verschieden auffassen: 1. als Differenz der mittleren Winter- und Sommertemperatur, 2. als Differenz der mittleren Temperatur des kältesten und wärmsten Monats, 3. als Differenz der mittleren absoluten Extreme, 4. als Differenz einzelner absoluter Extreme. Es ist klar, dass nach der Reihe dieser Auffassungsweisen die Grösse des Spielraums zunehmen muss. So ist für Brüssel

Winter	Somm.	Diff.	Januar	Julius	Diff.
3°,31	17°,80	13°,99	1°,83	17°,99	16°,16
Mittl. Min.	Mittl. Max.	Diff.	Einz. Min.	Einz. Max.	Diff.
−8°,86	28°,89	37°,75	− 24°	36°	60°

Es wachsen diese Differenzen mit der Breite. Unter dem Aequator fällt der Unterschied der Jahreszeiten beinah weg und wird mehr durch locale Feuchtigkeitsverhältnisse als direct durch die Culminationshöhe der Sonne bedingt. Mit zunehmender Entfernung vom Aequator wachsen die Inflexionen der Jahrescurve, und der Unterschied von 47°, der nun in der Culminationshöhe der Sonne in beiden Solstitien eintritt, vereinigt mit der zunehmenden Ungleichheit der Tageslänge im Sommer und Winter, verursacht eine mit der Breite zunehmende Differenz beider Jahreszeiten. Es ergibt sich für

	Breite.	Differenz der extr. Jahresz.	Differenz der extr. Monate.	Differenz der mittl. abs. Extr.
Paramaribo	5°, 45′ N	0°,8	2°,6	—
Isle de Fr.	20 10 S	6,5	7,0	17°,7
Calcutta	22 35 N	8,6	11,3	32,9
Palermo	38 7	2,2	13,9	39,7
Rom	41 54	14,9	16,8	43,9
Karlsruh	49 1	20,1	19,8	47,0
Berlin	52 33	18,9	19,7	64,7
Petersburg	59 56	24,8	28,1	67,4
Enontekis	68 30	29,6	32,8	—
Melville Ins.	74 45	38,6	41,4	51,2

Es vermindert sich dagegen der Spielraum mit steigender Höhe über der Meeresfläche. Die Differenz der Winter- und Sommertemperatur, wenn man nur Orte von ungefähr gleicher Breite zusammenstellt, beträgt für

Orte.	Höhe.	Spielraum.	Orte.	Höhe.	Spielraum.
Turin	860′	21°,2	Mailand	430	20°,6
Genf	1220	16,6	Bern	1700	16,4
S. Bernhard	7680	13,6	S. Gotthard	6450	14,3
München	1570	19,3	La Guayra	0	5,5
Peissenberg	3020	16,4	Caracas	2730	2,5

Die Ursache der Verminderung des jährlichen wie des täglichen Spielraums in grösseren Höhen muss gesucht werden, einerseits in der geringeren Erwärmung während des Tags und im Sommer wegen verminderter Strahlung des Bodens auf Gebirgen und grösserer Capacität der dünneren Luft, andererseits in der verhältnissmässig weniger grossen Erkaltung während der Nacht und im Winter, in Folge der aus der Tiefe aufsteigenden warmen Luftströme und des Uebergewichts der Niederschläge über die Verdampfung. Die Abnahme des Spielraums wird daher bedingt sein durch die Configuration des Bodens, und auf isolirten Gipfeln sich stärker äussern, als auf Hochflächen; es werden auch die herrschenden Winde und Witterungsverhältnisse wesentlich einwirken, so dass man nicht erwarten darf, aus den Beobachtungen ein allgemeines Gesetz herleiten zu können.

Es ist endlich der Spielraum abhängig von der Vertheilung von Wasser und Land; er ist geringer auf Inseln, als auf dem festen Land, und wächst Land einwärts mit zunehmender Entfernung von der Küste. In der Nähe des Meeres theilt sich die gleichförmige Temperatur desselben auch den angrenzenden Luftschichten des Landes mit, während in grösserer Entfernung von demselben die stärkere Erwärmung des Bodens am Tage und im Sommer und die Erkaltung durch Ausstrahlung während der Nacht und im Winter ihre volle Wirkung äussern. Die Nächte und die Winter sind in der Nähe grosser Wassermassen milder, die Tage und die Sommer kühler als im Inneren der Festländer, der Spielraum hier ist daher grösser als dort. Stellt man nur Orte zusammen, die ungefähr in derselben Breite liegen, so ist

Orte.	Shetland	Edinburgh	Bergen	Stockh.	Petersb.	Jakuzk
Sommer	11,9	14,1	13,2	16,1	16,3	16,0
Winter	4,1	3,5	0,8	—3,6	—8,5	—42.5
Spielraum	7,8	10,6	12,4	19,7	24,8	58,5
Orte.	Insel Man	Manchest.	Kopenhag.	Moscau	Kasan	Irkuzk
Sommer	14,1	14,9	17,2	18,5	16,8	16,4
Winter	5,9	3,1	—0,5	—11,4	—13,7	—17,3
Spielraum	8,2	11,8	17,7	29,9	30,5	33,7
Orte.	Paris	Strasburg	Regensbg.	Prag	Krakau	Nicolajeff
Sommer	18,1	18,1	17,9	19,0	20,0	22,5
Winter	3,4	1,1	1,5	1,0	2,0	3,9
Spielraum	14,7	17,0	19,4	20,0	22,0	26,4

Die Unterschiede des Spielraums entstehn vorzüglich aus der mit der Entfernung vom Meere zunehmenden Strenge des Winters.

Nächst diesen drei Hauptfactoren, die auf den jährlichen Spielraum einwirken, sind auch secundäre, zum Theil von jenen abhangende von Einfluss, die vorherrschenden Winde und die Strömungen der benachbarten Meere, die Hydrometeore, die Configuration des Landes u. s. w. Daher auch die in unserem Continent nach Osten zu so stark hervortretende Ungleichheit der extremen Jahreszeiten in Nordamerika z. B. weit weniger auffallend ist.

86. Mittlere Temperatur des Jahres.

Das arithmetische Mittel der Mitteltemperaturen aller Tage des Jahres gibt, sofern diese letzteren richtig bestimmt sind, den genauesten Werth der mittleren Jahrestemperatur; auch das Mittel aus den monatlichen Extremen zeigt keine grosse Abweichung; weniger genau ist das Mittel aus den zwei jährlichen Extremen. — Die Mittel einzelner Jahre stimmen meist bis auf einen oder wenige Grade überein, und nur in längeren Zeiträumen finden sich Jahresmittel, die, in Folge ungewöhnlich heisser Sommer oder kalter Winter, in unseren Klimaten um 3^0 und in einzelnen Fällen sogar

um mehr als 5^0 unter sich, also um etwa $2^0,5$ vom Mittel abweichen. Damit man sicher sei, dass der Einfluss dieser Extreme nicht mehr auf die Zehntel einfliesse, muss demnach die Anzahl von Jahren, die zur Bestimmung der Mitteltemperatur benutzt wird, über 25 betragen. Es erhob sich z. B. während 70 Jahren die Jahrestemperatur in Mailand, wo sie im Mittel $12^0,81$ beträgt, nur einmal auf $14^0,36$ und sie sank nur einmal bis $11^0,11$. In einem Zeitraum von 72 Jahren erhob sich in Berlin, dessen Mitteltemperatur $9^0,1$ ist, im J. 1756 die Jahrestemperatur auf $11^0,71$ und sie sank 1799 auf $6^0,56$.

Unter den monatlichen Mitteln stimmen in der nördlichen gemässigten Zone die von April und October am besten mit der Jahrestemperatur überein, daher auch wohl die Temperatur des Octobers als mittlere des Jahres gesetzt wird. Der Unterschied kann jedoch in einzelnen Jahren auf 2^0 bis 3^0 steigen, und in vieljährigen Mitteln ist die mittlere Octobertemperatur um 1^0 und mehr höher als die mittlere Jahrestemperatur. Etwas genauer wäre das Mittel aus der April- und Octobertemperatur. — Nach der Berechnung von Kämtz fällt die mittlere Jahrestemperatur im Mittel auf den 24. April und auf den 21. October.

Wenn die Sonnenhöhe allein die Temperatur bestimmte, so müsste auf jedem Parallelkreise der Erde die Jahrestemperatur gleich gross, sie müsste regelmässig vom Aequator nach den Polen abnehmend und eine Function der Breite sein. Als empirische Formel setzte T. Mayer

$$t = a - b \sin^2 \varphi$$

worin t die unter der Breite φ herrschende Jahrestemperatur und a,b zwei durch Beobachtung zu bestimmende Constanten bezeichnen. Für $\varphi = 0^0$ wird $t = a$ für $t = 90^0$ ist $t = a - b$; es drückt daher a die Temperatur des Aequators und b die Abnahme derselben bis zum Pol aus. — Da jedoch die Jahrestemperatur, so wie der jährliche Spielraum, von vielen anderen Verhältnissen, und nicht von der Breite allein, abhangen, so zeigt die Formel, wenn man die Werthe von a und b aus den bekannten Jahresmitteln und Breiten je zweier Orte berechnet, keine genügende Uebereinstimmung.

Die Unregelmässigkeit tritt auffallend hervor, wenn man die Jahrestemperaturen mehrerer Orte zusammenstellt, die ungefähr gleiche Breite haben, so ist für

Orte	Neapel.	Neuyork	Rom	Rhode-I.	Nizza	N.Hamps.
Breite	40°,51′	40°,43′	41°,54′	41°,50′	43°,42′	43°,13′
Temp.	16°,7	12°,1	15°,5	8°,5	15°,6	6°,8
Orte	Nantes.	Quebeck	York	Cumbrlh.	Altenfd.	Iglulik
Breite	47°,13′	46°,49′	53°,57′	53°,57′	69°,54′	69°,19′
Temp.	12°,6	5°,6	9°,0	0°,0	1°,3	−16°,6

Es hat also z. B. Providence in Rhode-Island, in der Breite von Rom gelegen, die Temperatur von Edinburgh, Dover in New-Hampshire, in der Breite von Hyères oder Livorno, die Temperatur von Bergen in Norwegen. Auf der südlichen Halbkugel findet man auf Chiloe, in der Breite von Rom, die klimatischen Verhältnisse des mittleren Norwegens, und auf Feuerland, in der Breite von Nord-England, erreichen die Gletscher die Meeresküste, wie in der Nähe des Nordcaps.

Die Formel von Mayer kann jedoch zur Interpolation dienen, indem man die für eine Ortsverbindung berechnete Formel zur Bestimmung eines angenäherten Werthes der Temperatur eines zwischenliegenden Ortes benutzt.

Es ergibt sich aus den von Mahlmann mitgetheilten Jahrestemperaturen

Verglichene Orte.	a	b	Differ. d. Breite f. 1° Temp.-Diff.	Differ. d. Temp f. 1° Breite-Diff.
Cumana-Montreal	28°,8	44,12	23 geogr. Meil.	0°,65
Madeira-Reykiavik	27,2	27,75	31 „ „	0,48
Goldküste-Nordcap	27,5	30,56	29 „ „	0,53
Lissabon-Edinburgh	27,4	27,74	31 „ „	0,48
Palermo-Upsala	29,6	32,43	27 „ „	0,55
Cairo-Petersburg	31,3	36,31	24 „ „	0,63
Madras-Tobolsk	30,0	44,09	21 „ „	0,71
Singapore-Jakuzk	26,7	43,76	22 „ „	0,69
Sandwichinseln-Sitka	27,6	28,67	30 „ „	0,49
Mittel	28,46	35,05	26,4	0,58

Die in den zwei letzten Spalten stehenden Differenzen für 1^0 Temp. oder 1^0 Breite-Differenz sind für die Mitte der extremen Breiten z. B. die ersten für den mittleren Parallel zwischen Cumana und Montreal berechnet. — Genauer berechnete, aber zum Theil auf älteren Bestimmungen beruhende Formeln gibt Kämtz. Nach von Humboldt beträgt die Temperaturdifferenz für 1^0 Breiteunterschied

von Labrador bis Boston	$0^0,88$
„ Boston — Charleston	0,95
„ Charleston — Cuba	0,66
„ Cuba — Cumana	0,20
in Europa v. 71^0 — 38^0	0,50

Nach Brewster lassen sich die europäischen Mitteltemperaturen ziemlich gut darstellen durch die Formel

$$t = 27^0,5 \cos^2 \varphi$$

gemäss der von d'Aubuisson gewählten Form der Interpolationsgleichung.

Die jährliche Mitteltemperatur ist um so geringer, je grösser die Höhe des Ortes über der Meeresfläche ist. Es zeigt sich aber auch in dieser Beziehung keine vollständige Uebereinstimmung, indem die Configuration des Bodens einen wesentlichen Einfluss ausübt. Die Abnahme ist an steilen Abhängen und auf isolirten Gipfeln beträchtlich grösser, als auf ausgedehnteren Hochflächen, wo eine mächtige Strahlung des erwärmten Bodens statt findet; sie muss auch verschieden sein, je nachdem der Boden mit nacktem Fels oder Sand, mit Vegetation oder mit Schnee bedeckt ist, daher auch eine Ungleichheit der Abnahme in verschiedenen Zonen und, für denselben Ort, in verschiedenen Jahreszeiten vorauszusehn ist, so dass nur längere Zeit fortgesetzte Beobachtungen auf grösseren Höhen sichere Resultate versprechen. Nach den Bestimmungen, welche das meiste Zutrauen verdienen, und sich nicht auf einzelne Tage oder Jahreszeiten beschränken, erhält man folgende Werthe:

Gegend.	Configuration.	Erheb. f. 1° Abn.	Abnahme f. 1000 F.	Bestimmt durch	Anzahl vgl. Orte.
Grossbritanien	Gebirgsland	360 F.	2°,78	Atkinson	
Rheinpreussen	Berggipfel	546	1,83	Bischof	1
Sachsen	Hochland	553	1,81	Reich	8
Böhmen	Hochland	529	1,89	Mahlmann	
S. Gotthard	Gebirgspass	471	2,12	Schouw	1
S. Bernhard	Gebirgspass	562	1,78	Schouw	1
Alpenzug	Geb.- u. Hochl.	532	1,88	Kämtz	30
M. Ventoux	Bergrücken	540	1,85	Guérin	1
Süd-Frankreich	Geb.- u. Hochl.	570	1,75	Ramond	11
Süd-Amerika	Gebirgsland	542	1,84	Boussingault	128
Süd-Amerika	Gebirgsland	576	1,74	v. Humboldt	32
Süd-Amerika	Hochland	750	1,33	v. Humboldt	4
Mittel		544	1,84		

Schliesst man Grossbritanien aus, wo auch nach den zahlreichen Beobachtungen von Watson u. a. eine beträchtlich schnellere Abnahme als im übrigen Europa statt findet, ferner den S. Gotthard, dessen Mitteltemperatur Verdacht erregt, und die Hochländer von Südamerika, so ergibt sich als mittlere Erhebung für 1° Abnahme der Temperatur 550 F., oder 178^{m},7; oder es entspricht einem Breitenunterschied von 1° eine Erhebung von 320 F., oder 104^{m}. — Die Bestimmungen hätten vermehrt werden können durch mehrere, die jedoch wegen Verschiedenheit der Verhältnisse oder geringerer Zuverlässigkeit besser getrennt bleiben; Bravais auf Spitzbergen fand für 1° Wärmeabnahme 529 F., Boblaye in Griechenland 462 F., Engelhardt und Parrot im Caucasus 547 F., in der Krimm 411 F., Horner in Appenzell 480 F., Sykes im südlichen Vorderindien 560 F.; im nördlichen Vorderindien fand man 696 F., in den östlichen Ver. Staaten 684 F.

Das Gewicht der gegebenen Bestimmungen ist indess sehr ungleich; grosse Höhen wie der S. Bernhard führen zu genaueren Werthen als niedrige, wie der M. Ventoux, und einzelne Angaben, wie die Löwenburg bei Bonn, können nicht gleiches Vertrauen haben, als Mittelresultate, wie das von Boussingault, das auf 128 Bestimmungen beruht. Da ferner die Ungleichheit der Abnahme nicht nur aus der zu geringen Zahl der Bestimmungen, sondern

aus der wirklichen Verschiedenheit der Configuration entspringt, so wird, bei Berechnungen der Temperatur höher oder tiefer gelegener Orte, nicht das allgemeine Mittel der Abnahme, sondern das der vorliegenden Configuration am nächsten kommende zu benutzen sein.

Literatur. Tob. Mayer, *opera inedita*, 1774; Kirwan, *phys. chem. Schr.*, *III*, 1798; Kupffer, *mittl. Temp. im östl. Russl.*, *Poggd. XV*, 1829; d'Aubuisson, *tr. de géognosie*, *I*, 1828; Schmidt, *math. u. phys. Geogr.*, *II*, 1829; Kämtz, *Lehrb. der Meteor.*, *II*, 1832; —, *cours de météor. par Martins*, 1843; Muncke, im n. G. Art. *Erde* und *Temperatur*; de Humboldt, *des lignes isothermes*, *Mem. d'Arceuil*, *III*, 1817; —, *über die Ursachen der Temp. etc.*, *Berl. Denkschr.*, 1827; —, *Asie centrale*, *III*, 1843; —, *Kosmus*, 1845; Boussingault, *couche de temp. invar. entre les tropiques*, *Ann. de ch.*, *LIII*, 1833; Bischof, *Wärmelehre*, 1837 > *Poggd. XXXV*; Schouw, *Pflanzengeogr.*, 1823; —, *Climat d'Italie*, 1839; Mahlmann, *Verth. der Wärme etc.*, in *Dove*, *Repert. IV*, 1841; Dove, *über die nicht period. Aend. der Temp.*, *Berl. Akad.*, 1838—1842; Berghaus, *physikal. Atlas.* — Atkinson, *mem. on refr. Mem. of the Astr. Soc.*, *II*; Reich, *Beob. über die Temp. des Gesteins*, 1834; Ramond, *form. barometr.*, 1811; Horner, *über den Einfl. der Tageszeit auf barom. Höhenmess.*, *Schw. Dksch. I*, 1833; Brewster, *Edinb. Ph. Tr. IX*; —, *mittl. Temp. am Aeq.*, *Poggd. IX*; —, *Formeln für Mitteltemp. Poggd. XXI.*

87. Einfluss secundärer Wirkungen auf die Jahreswärme.

Die Störungen der einfachen Gesetze, nach welchen die Mitteltemperatur auf der Erdfläche mit zunehmender Breite oder Erhebung abnimmt, gehn hervor aus der Vertheilung von Wasser und Land, aus der Configuration des letzteren, sowohl in horizontalem als in verticalem Sinn, aus der verschiedenartigen Bekleidung seiner Oberfläche, aus der Beweglichkeit des Wassers und der Atmosphäre. Sie lassen sich, nach von Humboldt, eintheilen in positive, die Jahreswärme erhöhende, und negative oder erkältende.

Eine positive Störung übt in der gemässigten Zone die Nähe des Meeres aus, weil in Folge der milderen Winter auch die mittlere Jahreswärme erhöht wird, wie sich diess schon aus dem Mittel der Sommer- und Wintertemperaturen der Tafel von S. 282 ergibt. — Es wird diese Einwirkung des Meeres verstärkt, wenn die herrschenden Strömungen die warmen Gewässer der tropischen Zone den der Küste näher gelegenen Meeren zuführen. So für Westeuropa durch die Strömungen des Atlantischen Meeres; daher zum Theil sich die hohe Temperatur dieser Küsten im Gegensatz der amerikanischen erklärt. — Noch grösseren Einfluss

üben die Winde aus, wenn dieselben vorherrschend aus wärmeren Gegenden herstammen. Im grösseren Theile von Europa, besonders in der Nähe der Westküste, haben im Jahresmittel die S W und W Winde das Uebergewicht und verdrängen die kältere Luft des Landes durch die wärmere des Meeres. — Das Vorkommen grosser Continentalmassen in der heissen Zone wirkt für die angrenzenden Länder der kälteren Zonen wie ein Feuer in einem kalten Raume; das Meer zwischen den Tropen erwärmt sich selten bis auf 28°, während der feste Boden sich häufig bis über 50°, die über ihm stehende Luft bis über 40° erhitzt. Die kalte Luft strömt den heissen Gegenden zu und wird durch erwärmte Luft ersetzt. Diesen Vorzug gewährt Afrika den europäischen Ländern, während Nordamerika gegen Mittag, bis auf eine schmale Landenge, von Meeren umflossen ist, die in der tropischen Zone stets eine niedrigere Temperatur als das Land besitzen. — Gebirgszüge, welche vor den kalten Winden Schutz geben, bewirken oft in geringer Entfernung beträchtliche Temperaturdifferenzen. Montreux bei Vevey geniesst den Ruf des schweizerischen Nizza, während in dem gegen die Nordwinde nicht geschützten Lausanne die Wintertemperatur im Mittel derjenigen von Bern gleich kommt. Wenn man die Temperatur von Turin, 11°,7, auf das Niveau des Meeres und auf die Breite von Nizza reducirt, so bleibt sie immer noch um 1°,6 tiefer als die des geschützteren Nizza, 15°,6 und auch die mit diesem in gleicher Breite liegenden Orte Pisa und Cascina sind um 1° kälter. — Für Orte, die über dem Meeresniveau liegen, ist die Abnahme der Jahreswärme viel geringer, wenn sie auf ausgedehnten, Wärme absorbirenden und ausstrahlenden Hochflächen, als wenn sie auf schmalen Bergrücken und Gipfeln liegen. Auf den Hochflächen von Tübet gedeihen noch reiche Kornernten in 12000′ Höhe, am Südabhang des Himalaya höchstens in 9000′ Höhe. In gleicher Höhe wie in Tübet lebt in Hoch-Peru eine dichte, ackerbauende Bevölkerung, und volkreiche Städte wie la Paz und Potosi, liegen höher über dem Meer als die Gipfel der Berneralpen. Es muss endlich zur höheren Wärme des alten Continents, in Vergleichung mit der Temperatur des neuen, wesentlich beitragen, dass ein grosser Theil des tropischen oder demselben nahe liegenden Landes von nackten Felsflächen oder

Sand gebildet wird, die in der Sonne die höchsten Hitzegrade erreichen, während die amerikanischen Llanos und Pampas ein weit geringeres Absorptionsvermögen besitzen und eine nächtliche Erfrischung und Thaubildung veranlassen.

Die negativen Störungen bilden den Gegensatz der aufgezählten Verhältnisse. Ein Continent, das sich in der Polarzone ausbreitet und beinah das ganze Jahr an gefrorne Meere grenzt, wird auch in seinen mittleren Breiten durch die aus den höheren herfliessenden Winde erkältet werden. Die in Vergleichung mit dem milderen klimatischen Charakter von Europa so strengen Winter und niedrigen Jahrestemperaturen in Canada und Sibirien lassen sich offenbar zum Theil daher ableiten, dass Europa gegen Norden schmäler wird und an ein offenes Meer grenzt, während Amerika und Asien sich gegen den Pol am meisten ausbreiten, und im Norden nur wenige Wochen im Jahr eine von Eis freie Küste besitzen. — Kalte Strömungen und Winde drücken die Jahreswärme herunter, eben so wie von der tropischen Zone aus fliessende sie erhöhen. Die antarktische Strömung, die in der Südsee sich von Süd her gegen die Galapagos hin wendet, wirkt erkältend auf die ganze Küste von Chili und Peru; die Temperatur von Lima ist um 0^0,7 tiefer als die von Rio Janeiro, obgleich jene Stadt um beinah 11^0 dem Aequator näher liegt, also eine gegen 6^0 höhere Jahreswärme haben sollte. An der Küste der Ver. Staaten herrschen im Winter kalte NW Winde, welche Vieles zur Erniedrigung der Jahreswärme beitragen. — Gebirgszüge, welche für die Ortschaften ihrer einen Seite vortheilhaft wirken, hemmen den Zufluss warmer Winde auf die entgegenstehende Seite und stören das Gleichgewicht zwischen dem Einfluss der kalten und warmen Winde zum Nachtheil der letzteren. Daher der so vielfach beschriebene Contrast im Klima und in der Vegetation zwischen dem nördlichen und südlichen Fuss der Alpen. — Erkältend wirkt eine Bodenbedeckung mit Wäldern, waldigten Morästen und Sümpfen durch die geringere Erwärmung des beschatteten Bodens, die stete Fortdauer einer starken Verdampfung und eine durch die Oberfläche der Blätter und Gräser sehr vermehrte Strahlung. Es fand von Humboldt die Temp. des Rio Negro im Monat Mai nur gleich 23^0,9. »Diese Kühle des Wassers, sagt er, ist unter 2^0 N

sehr merkwürdig; der Orinoco, 2° bis 6° nördlicher, zeigt eine Temp. von 27°,5 bis 29°,5; die Quellen des Maypures zeigen 27°,8; es ist die Folge eines stets bewölkten und regnerischen Himmels, des feuchten Bodens, der dichten Wälder, der Ausdünstung der Gewächse und des Mangels sandiger Ufer, die geeignet wären, den Wärmestoff zu concentriren und ihn durch Ausstrahlung zurückzusenden.«

Literatur. De Humboldt, *sur les causes des inflexions des lignes isothermes*, *Asie centr.*, *III*, 1843; Dove, *phys. Ursachen der Gestalt der Isoth.*, *Poggd. XXIII.*

88. Thermische Linien.

Die Darstellung der allgemeinen Gesetze, nach welchen die von der Sonne stammende Wärme auf der Erdfläche vertheilt ist, verlangt ein eigenthümliches System von Linien, wodurch alle Punkte, deren Temperaturverhältnisse übereinstimmen, eben so verbunden werden, wie die Parallelkreise alle Orte gleicher Breite, die Meridiane alle, welche gleiche Zeit zählen, im Zusammenhang darstellen. Es sind durch v. Humboldt drei Classen dieser thermischen Linien eingeführt worden, die Isothermen, die Isotheren und die Isochimenen.

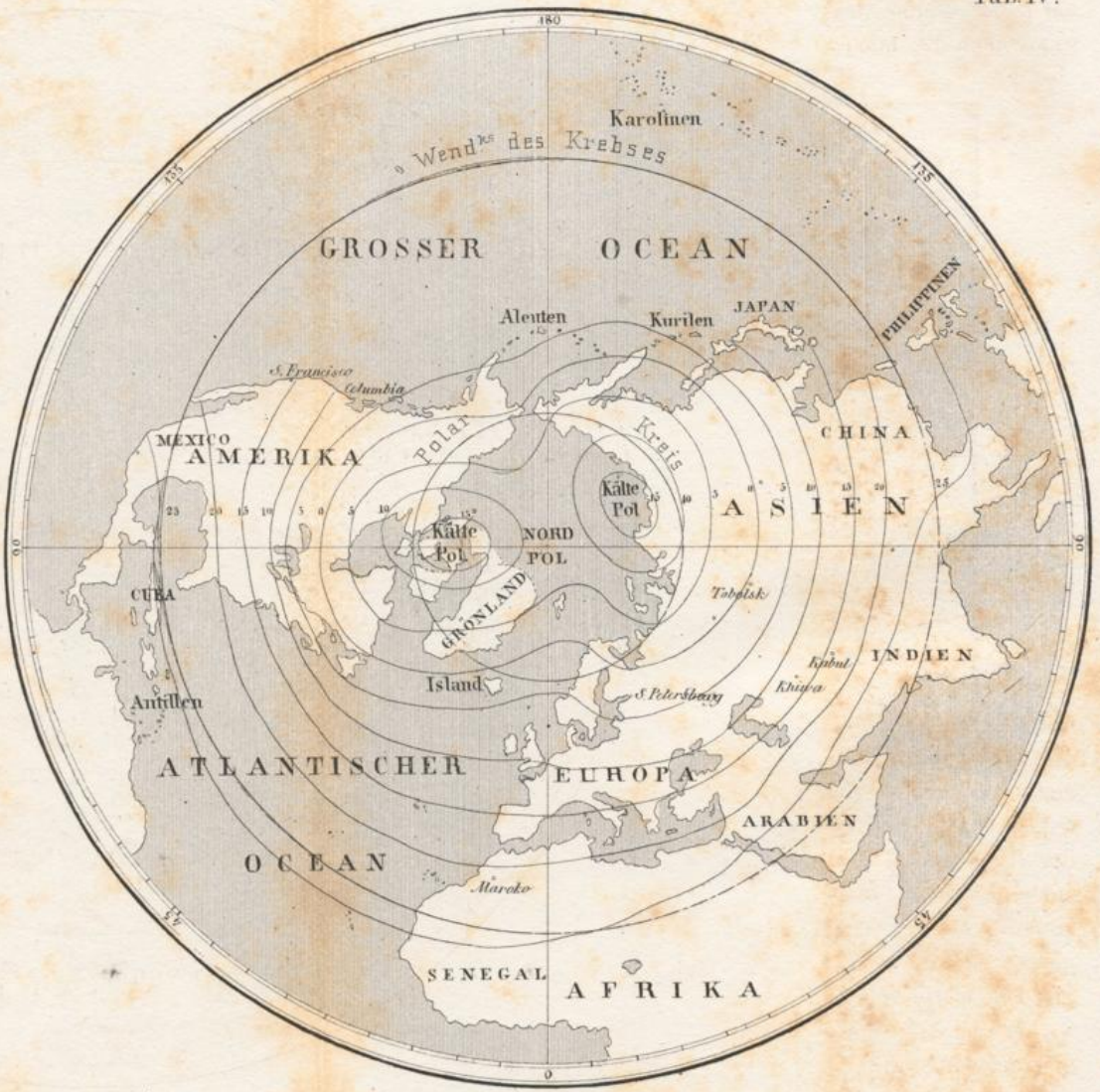
Die Isothermen verbinden alle Punkte derselben Halbkugel, welche gleiche Jahreswärme besitzen. Die Hauptfactoren der Jahreswärme sind aber die Breite und die Erhebung über dem Meere, und nach diesen müssen auch zweierlei Isothermen unterschieden werden, die einen, oder Breite-Isothermen, um vorzugsweise den Einfluss der Breite, die anderen, oder Höhe-Isothermen, um den Einfluss der Höhe hervorzuheben. Zur Entwerfung der ersteren, welche vorzugsweise berücksichtigt werden, denkt man sich alle Punkte im Niveau des Meeres und vermehrt daher die Jahreswärme höher liegender Orte um den ihrer Erhebung entsprechenden Betrag. Das auf diese Weise hervorgehende System von Linien stellt sich auf jeder Hemisphäre der Erde dar als eine Vereinigung von Curven, die im Allgemeinen, den Parallelkreisen ähnlich, sich um den Pol herumziehn, in Folge der Störungen aber beträchtliche Inflexionen und Verzerrungen erleiden, auch wohl zu Isothermflächen sich ausdehnen, oder sich

spalten und Stellen höherer oder tieferer Temperatur umschliessen. Die Abweichung von den Breitekreisen nimmt auf der nördlichen Halbkugel zu mit der Annäherung zum Pole, die Curve nimmt die Gestalt einer Lemniscate, oder einer noch nicht zur Kreuzung gekommenen ∞ an und zuletzt theilt sie sich in zwei geschlossene Curven, indem es sich zeigt, dass im Norden der Erde nicht nur ein einziger, sondern zwei beträchtlich weit aus einander liegende Punkte geringster Jahreswärme, oder zwei Kältepole vorkommen. Es liegen diese Kältepole, die sich über beträchtliche Flächen zu verbreiten scheinen, im Norden der beiden Continente, der eine in der Nähe des Cap Taimura in Sibirien, der andere nördlich von der Barrowstrasse in Amerika. Nach Brewster fällt der asiatische Pol ungefähr auf den 79°½ der Breite und 120° östl. Länge von Paris, und hat eine Mitteltemperatur von — 17°,2, der amerikanische Pol auf den 78° der Breite und 97° westl. Länge, mit einer Temperatur von — 19°,7. Die Temperatur des Nordpoles ist daher keineswegs, wie man in älterer Zeit annahm, die tiefste auf unserer Halbkugel, und kann sich, nach Kämtz, nicht beträchtlich von — 8° entfernen. Tob. Mayer gab dem Nordpol die offenbar zu hohe Temp. von 0°; Arago dagegen glaubt seine Temp. auf — 18° herabsetzen zu sollen, sofern sich das Meer bis dahin erstreckt, und gar auf — 32°, wenn sich festes Land daselbst befinden sollte. — Eine eigenthümliche Gestaltung ergibt sich auch für die Isothermen in der Nähe des Aequators. Die Punkte grösster Wärme bilden offenbar nicht eine continuirliche Curve gleicher Temperatur, oder einen Wärmeäquator rings um die Erde herum, es wird z. B. an beiden Küsten eines Continents das Maximum der Jahreswärme nur 27° betragen, im Inneren aber bis auf 30° steigen können. Die Isotherme des niedrigsten Maximums, das in einem vollen Erdumfang vorkömmt, wird daher um diese Punkte der höheren Maxima sich spalten und wieder vereinigen und die Figur einer aus länglichten Ringen zusammengesetzten Kette haben. Nach den Bestimmungen von v. Humboldt beträgt die Temperatur des Wärmeäquators, oder der Isotherme von höchster Temperatur, 27°,5, und die Curve fällt nahe mit dem wirklichen Aequator zusammen. Atkinson findet, auf indirectem Wege, aus den ihm bekannten Bestimmungen die Temp. des

Aequators gleich 29°,2, Brewster gleich 28°,2. Beide Bestimmungen scheinen als Mittelwerthe zu hoch. Im Inneren der Continente, besonders in Afrika, erheben sich aber die Temperaturen bis auf 29° und selbst nahe an 30°. Wie Mahlmann gezeigt hat, ist aber auch in Bezug auf die Meere und Küsten die Annahme einer einzigen Linie höchster Wärme unrichtig. Auf dem Atlantischen, wie auf dem Grossen Ocean durchschneiden die Meridiane zwei Linien grösster Wärme, zwischen welchen, in der Nähe des Erdäquators, die Temperatur wieder abnimmt, und dieselbe Thatsache wird bestätigt durch die Temperaturen im Indischen Meere. — Die Vertheilung der Wärme auf der südlichen Halbkugel ist noch wenig bekannt. In Afrika ist die Temp. der Capstadt bei 34° S Breite gleich 19°,1, also gleich derjenigen von Funchal auf Madeira im 32½ N Breite, was keinen beträchtlichen Unterschied andeutet. Eben so folgt, nach den Beobachtungen in Brasilien und weiter südwärts bis zum 50° S, die Abnahme der Jahreswärme ungefähr denselben Gesetzen, wie an der Ostküste von Nordamerika; es schneidet z. B. die Isotherme von 5° die Südspitze von Amerika in 55° S Breite, und in derselben nördlichen Breite schneidet die entsprechende Isotherme die Küste von Canada. Die älteren Vorstellungen, dass in hohen südlichen Breiten eine weit tiefere Temperatur herrsche, als in denselben Breiten auf der nördlichen Halbkugel, beruhen grossentheils auf zu beschränkten Beobachtungen oder auf Missverständnissen. Man verglich die Temperatur der antarktischen Länder nur mit derjenigen des skandinavischen Eismeeres, wo die Isothermen sich in ungewöhnlich hohe Breiten erheben; man kannte nur die niedrigen Temperaturen des südlichen Sommers und wusste nicht, dass diesen verhältnissmässig sehr milde Winter entsprechen. Dass auch zwei südliche Kältepole vorkommen, ein südamerikanischer und ein neuholländischer, ist zwar wahrscheinlich, lässt sich aber aus den vorhandenen Bestimmungen noch nicht mit Sicherheit nachweisen. — Eine Darstellung der Isothermen auf der nördlichen Halbkugel nach Brewster gibt Tafel IV.

Um sich über die Lage der Isothermen in der nördlichen Hemisphäre zu orientiren, kann folgende Zusammenstellung von Orten

Tab. IV.


180
Karolinen
Wendk des Krebses
135
135
GROSSER OCEAN
Aleuten
Kurilen
JAPAN
PHILIPPINEN
S. Francisco
Columbia
MEXICO
AMERIKA
Polar Kreis
CHINA
Kälte Pol
ASIEN
Kälte Pol
NORD POL
90
90
CUBA
GRÖNLAND
Tobolsk
Kabul
INDIEN
Island
S. Petersburg
Khiwa
Antillen
ATLANTISCHER
EUROPA
ARABIEN
OCEAN
Maroko
47
47
SENEGAL
AFRIKA
0

auf beiden Seiten des Atlantischen Meeres und von unbeträchtlicher Höhe über der Meeresfläche dienen:

Mittl. Temp.	Oestl. Halbkugel		Westl. Halbkugel	
	Breite.	Ort.	Breite.	Ort.
—8°,4	73°,0	Nov.-Semlja	65°,2	Ft. Franklin
0,0	69,9	Altenfiord	54,0	Cumberl. H.
5,4	59,9	Christiania	46,8	Quebeck
8,4	55,9	Edinburgh	41,8	Providence
9,8	51,5	London	41,5	Newburg
10,0	49,4	Heidelberg	41,5	Ft. Wolcott
11,8	46,1	La Rochelle	39,9	Philadelphia
13,7	45,4	Venedig	37,5	Richmond
14,7	43,8	Pisa	37,2	Williamsbg.
17,2	38,7	Palermo	36,9	Norfolk
21,6	28,5	Teneriffa	30,5	Florida
25,0	14,7	Gorée	23,2	Havanna
27,2	8,5	Sierra-Leon.	14,6	Martinique
27,4	5,5	Guineaküste	10,5	Cumana
29,0	3,0	Guineaküste	10,6	Maracaybo

Mit den Breite-Isothermen verbindet von Humboldt das System der Isotheren und Isochimenen; die ersteren verbinden alle Punkte derselben Halbkugel, welche dieselbe Sommerwärme, die letzteren alle, welche gleiche Wintertemperaturen haben. In Folge der Ungleichheit des jährlichen Spielraums können die Isotheren weder mit den Isothermen, noch mit den Isochimenen parallel laufen. An der Westküste von Europa z. B., wo der Spielraum gering ist, treffe für einen Ort die Isotherme von 10° zusammen mit der Isothere von 15° und der Isochimene von 5°, für einen Ort in der östlichen Fortsetzung derselben Isotherme sei aber die Sommertemperatur 20°, die Wintertemperatur 0°; so wird in einem nördlicheren Ort sich wieder eine Sommertemperatur von 15°, und in einem südlicheren eine Wintertemperatur von 5° finden, die Isothere von 15° wird sich also von der Isotherme gegen Nord, die Isochimene gegen Süd entfernen, und der Abstand wird zunehmen oder abnehmen, so wie der Spielraum zu- oder

abnimmt. Allgemeiner ausgedrückt, es werden im Inneren der Continente die Isotheren sich den Polen zu, die Isochimenen dem Aequator zu von den zugehörigen Isothermen entfernen.

Literatur. De Humboldt, *des lignes isothermes, Mém. d'Arcueil, III*, 1817; —, *Relat. hist., c. 28, not. u. c. 29;* —, *Asie centrale, III*, 1843; Atkinson, *Mem. of the Astr. Soc., II;* Brewster, *Edinb. J. of sc.*, 1831; Muncke, im n. G. Art. *Wärme* und *Temperatur*; Kämtz, *Lehrb. der Met., II*, 1832; —, *cours de Met., par Martins*, 1843; Forbes, *Abriss der Meteor. v. Mahlmann*, 1836; Mahlmann, *Vertheilung der Wärme etc., Dove, Rep., IV*, 1841; Berghaus, *phys. Atlas.*

89. Höhenisothermflächen.

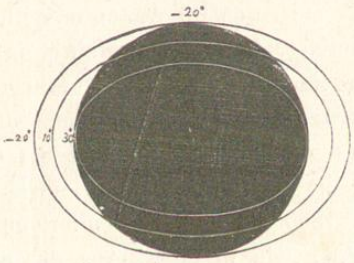
Die Höhenisothermflächen verbinden die Punkte, die in verschiedenen Höhen über dem Meeresspiegel gleiche Jahreswärme haben. Von diesen Flächen gleicher Wärme kommen jedoch nur die Punkte in Betracht, in denen sie die Erdmasse schneiden, und diese bilden an den Abhängen der Gebirge und Plateaux dem Fuss derselben ungefähr parallel laufende Linien, die an vereinzelt stehenden Gebirgen in sich zurückkehren. — Man besitzt bis jetzt über keine dieser Höhenisothermen directe und zahlreichere Beobachtungen, sie lassen sich aber indirect aus dem früher gefundenen Werthe der Erhebung für 1^0 Abnahme der Temperatur bestimmen. Berechnet man aus den Temperaturen von Mailand, Turin, Zürich, Basel, Stuttgart die Temperatur für die Breite des Gotthard, so ergibt sich $12^0{,}2$. V. Humboldt setzt die Mittelwärme der Alpen im Niveau des Meeres gleich $11^0{,}2$, wohl etwas zu tief, da Nantes, welches nördlicher liegt, $12^0{,}6$ hat. Wählt man $12^0{,}2$ zur Mitteltemperatur der Schweizeralpen im Niveau des Meeres, so findet sich

die Höhenisotherme von 10^0 in einer Höhe von 1210 Fuss
„ 5 „ „ „ „ 3960 „
„ 0 „ „ „ „ 6710 „
„ —5 „ „ „ „ 9460 „
„—10 „ „ „ „ 12210 „

Bischof setzt die Höhe, wo in den Alpen die Mitteltemperatur 0 ist, gleich 6165 Fuss.

Die Höhenisothermflächen können als eine obere Fortsetzung

der Chthonisothermflächen betrachtet werden und lassen sich auch direct mit denselben zu vollständigen sphäroidischen Flächen verbinden, die theilweise den Höhen- und den Chthonisothermflächen angehören, und deren Durchschnitte mit der Niveaufläche der Meere die Breitenisothermlinien sind. So liegt, wenn man die Mittelwärme des Nordpols zu —10° annimmt, die Chthonisothermfläche von + 10° daselbst in einer Tiefe von ungefähr 2000 F., nähert sich dann, mit zunehmender Entfernung von der Axe der Erdfläche und schneidet dieselbe in der Breite von etwa 52° (Haarlem), steigt nun über dieselbe auf als Höhenisothermfläche und durchschneidet die Alpen in einer Höhe von 1200 F., die Anden von Mexico in der Höhe von 10,400 F., diejenigen von Quito in 12,000 F. Höhe, senkt sich dann wieder und dringt in der südlichen Isotherme von 10° wieder in das Innere der Erde. Die beiden Grenzflächen dieses Systems von Flächen gleicher Wärme sind einerseits die Chthonisothermfläche von 30°, welche nur im Inneren von Afrika an die Erdoberfläche tritt, andererseits die Höhenisothermfläche von —20°, welche nur im amerikanischen Kältepol bis zum Niveau der Meere niedersinkt.



Mit dem System der Flächen gleicher jährlicher Mitteltemperatur lassen sich Flächen gleicher Sommer- und gleicher Wintertemperatur, Höhenisother- und Höhenisochimenflächen in Verbindung bringen. Da der jährliche Spielraum unter dem Aequator beinah verschwindet und mit zunehmender Breite wächst, so werden die Höhenisotherflächen Sphäroide von geringerer, die Höhenisochimenflächen Sphäroide von grösserer Abplattung sein, als die entsprechenden Höhenisothermflächen. Setzt man z. B. auf den Anden

von Quito den jährlichen Spielraum gleich Null, so dass alle drei Flächen daselbst in der Höhe von 12000 F. zusammenfallen, so findet sich auf der nördlichen Halbkugel im Niveau der Meere die Isothere von $+10^0$ erst in der Breite von 70^0 (Altenfiord), die Isochimene von $+10^0$ schon in der Breite von 41^0 (Neapel).

90. Vorübergehende Störungen der Temperaturvertheilung.

Vergleicht man die aus einer grösseren Reihe von Jahren gefolgerten Mitteltemperaturen mit denjenigen einzelner Jahre, so zeigen sich Differenzen, die auf mehrere Grade ansteigen. Noch beträchtlicher sind diese Abweichungen in den Temperaturen der Jahreszeiten, Monate, oder noch kleinerer Zeiträume. So war in Mailand, dessen Jahreswärme $12^0,9$ ist, im J. 1772 die Jahreswärme $14^0,4$, gleich derjenigen von Bologna, im J. 1816 aber nur $11^0,1$, wie an der Südküste von England. In Kopenhagen, das auf der Isotherme von $8^0,2$ steht, war im J. 1801 die Jahreswärme $10^0,2$, wie im Elsass und südlichen Deutschland, i. J. 1838 aber nur $5^0,6$, wie in Stockholm und Dorpat. In Arles, Marseille, Genua, Venedig, wo die mittlere Winterkälte $+3^0$ bis $+7^0$ beträgt, ist nach den von Arago mitgetheilten Thatsachen, in jedem der früheren Jahrhunderte mehreremale ein Frost von -18^0 bis -20^0 vorgekommen, so dass alle Ströme und die Hafen, im J. 1709 auch theilweise das Adriatische und Mittelländische Meer, zufroren. In Paris zählte man, im J. 1783, 69 Tage ununterbrochenen Frostes, im J. 1795, 42 Tage, im J. 1798, 32 Tage; dagegen stieg im J. 1806 die mittlere Wintertemperatur, die sonst $+3^0,4$ ist, auf $+6^0,8$, wie in Pisa. Aus der mühvollen Zusammenstellung thermometrischer Aufzeichnungen der letzten 116 Jahre durch Dove geht hervor, dass diese Störungen sich gleichzeitig oder fortschreitend über ganze Länder und Welttheile ausdehnen, so dass während desselben Zeitraums Zonen oder Bezirke höherer und tieferer Temperatur mit einander abwechseln. Fällt z. B. das Maximum der Wärme- oder Kälte-Differenz, welche ein einzelnes Jahr zeigt, in die Mitte von Deutschland, so nehmen, sowohl nach Norden und Süden, als nach Ost und West, mit zunehmender Entfernung, die Differenzen von den vieljährigen Mitteln ab, man er-

reicht eine Grenze, wo sie null sind, und überschreitet man sie, so findet man wachsende Differenzen im entgegengesetzten Sinn. Die starke Depression der Temperatur vom Juni 1815 bis December 1816 erstreckte sich über Westeuropa und das östliche Nordamerika, während im östlichen Europa die milde Temperatur ungewöhnlich günstige Erndten bewirkte. Im Dec. 1829 fiel das Maximum der Kälte auf Berlin, die Erniedrigung der Temperatur war in Kasan noch sehr fühlbar, während in Sibirien und Amerika milde Witterung herrschte. In der Regel schliesst sich indess Europa an Amerika oder an Asien an. — Die Zonen gleichartiger Temperaturverhältnisse sind mehr im Sinne der Meridiane, als in dem der Parallelen verlängert; es verbreitet sich in der Regel die Depression einer strengeren Winterkälte von N nach S, während umgekehrt die grössere Wärme von Süd nach Nord fortschreitet. Die ungewöhnlich hohe Wärme des Januar und Februar 1828 in der Havanna zeigt sich bis nach Boston und Montreal hinauf, erscheint aber hier erst im Februar; die vom November 1829 bis Februar 1830 in Europa herrschende Kälte zeigt sich in der Havanna erst im Januar 1830, hält aber daselbst an bis in den April, als in der gemässigten Zone bereits ein milder Frühling herrschend geworden war. Im December 1808 dehnte sich die Kälte von Lappland bis nach Sicilien über ganz Europa aus, nicht aber über Amerika; im Januar 1809 beginnt die Wärme im südlichen Europa, die Kälte concentrirt sich auf Norddeutschland und Skandinavien und wird auch in Amerika fühlbar; im Februar erreicht die Wärme die Ostsee, die Kälte wird auf Schweden und Nordamerika beschränkt; aber im März gewinnt sie wieder neue Kraft, die Wärme wird zurückgedrängt, und im April liegt wieder ganz Europa in der Kältezone, während Amerika milde Temperaturen hat. Auch in anderen Jahren folgen in Europa die Zonen analoger Temperatur mehr den Parallelen: milde Winter in Petersburg und Schweden, wie der diessjährige, $18\frac{4^6}{7}$, treffen zusammen mit kalten Wintern in Griechenland, Italien und Portugal, und umgekehrt. »Bei unparteiischer Prüfung der erhaltenen Resultate, sagt Dove, gelangt man zur Ueberzeugung, dass zu allen Zeiten dasselbe Quantum von Wärme, nur ungleich vertheilt, sich auf der Erdoberfläche befindet, dass jedes Extrem sein Gegenge-

wicht erhält, dass wir kein Recht haben, andere äussere Wärmequellen neben der solaren anzunehmen. Wenn das Beobachtungsnetz über grössere Strecken verbreitet sein wird, wird man die Aufeinanderfolge dieser Erscheinungen in einen causalen Zusammenhang zu bringen vermögen, und es werden dann erst die secundären Phänomene sich von den primären sondern lassen. Europa muss, um seine Witterungsverhältnisse zu verstehn, wie ein Janus seinen Blick nach entgegengesetzten Seiten kehren; nur höchst selten wird es ihre primäre Ursache in seinem eigenen Welttheil zu suchen haben.»

Es ist klar, dass diese Schwankungen der mittleren Jahreswärme entsprechende Verschiebungen in der Lage der Isothermen erzeugen müssen, so dass die wirklichen Isothermen der einzelnen Jahre um eine mittlere Lage oscilliren, mit der sie wahrscheinlich niemals genau zusammenfallen. Der Begriff der Isothermen lässt sich nämlich mit Dove allgemeiner auffassen. Man kann auf jeder Halbkugel alle Punkte, die in einem gegebenen Zeitmoment gleiche Wärme haben, durch Curven verbinden. Bezieht man diese Curven auf gleiche Tages- oder Monatstemperaturen, so wird die besondere Unterscheidung von Isotheren und Isochimenen überflüssig, und es ergibt sich ein bewegliches System von Linien, die fortwährend, so wie die Temperatur im Laufe des Jahres sich ändert, im Sommer gegen die Pole, im Winter gegen den Aequator fortschreiten und nach Abschluss des Jahres ungefähr in die frühere Lage zurückkehren. Nicht nur die Lage, auch die Gestalt dieser Curven erleidet während der jährlichen Periode grosse Veränderungen. Die nördlichen Kältepole stehn im Januar am weitesten von einander entfernt, nähern sich dann immer mehr und fallen im Sommer vielleicht zusammen, oder liegen auf einer Linie, die auf der Verbindungslinie des Winters senkrecht steht. Die Bewegung fällt vorzüglich auf den asiatischen Kältepol, der im Januar in der Gegend von Jakuzk liegt, im Juli dagegen über Nowaja-Semlja hinaus gesucht werden muss; der amerikanische Kältepol dagegen bleibt im Laufe des Jahres beinah stationär. Die Isothermen der gemässigten Zone nehmen nothwendig Theil an diesen Veränderungen und stehn in einigen Gegenden des alten Continents im Sommer senkrecht auf ihrer winterlichen Richtung.

Literatur. Dove, *über die nicht period. Aenderungen der Temperaturverth., Berl. Akad.*, 1838—1842; —, *Verschied. des amerik. und asiatisch. Kältepoles in der jährl. Periode, Poggd. LXVII*, 1846.

91. Extreme der Temperatur.

Zur Bestimmung der Grenzen, innerhalb welcher die von der Sonne bewirkten Temperaturen liegen, kann man entweder die auf demselben Punkt beobachteten Extreme, oder die auf der Erdfläche überhaupt vorgekommenen einander entgegensetzen. In Mastricht ist im Sommer 1826 das Thermometer auf 38°,8 gestanden, im Winter 1823 auf —22,9; in Paris im Sommer 1793 auf 38°,4, im Winter 1795 auf —23,5; nach beiden Angaben steigt der Spielraum der absoluten Extreme im westlichen Mitteleuropa auf 60 bis 62°. Höhere und tiefere Temperaturen sind in Paris von 1706 bis 1846 nicht beobachtet worden.

Setzt man das Maximum der Jahreswärme in der heissen Zone gleich 30°, das Minimum in den Kältepolen gleich —20°, so ergibt sich die Differenz der Extreme der Mitteltemperaturen für die ganze Erde gleich 50°. — Der Unterschied steigt, wenn man, statt der Jahreswärme, die Temperatur der extremen Jahreszeiten oder Monate vergleicht. Die drei wärmsten Monate zu Kouka in Bornu (13°,10′ N) geben eine Mitteltemperatur von 32°,6, die drei kältesten zu Jakuzk —38,9, die Differenz ist 71°,5. Die Mitteltemp. des wärmsten Monats in Kouka ist 33°,7, diejenige des kältesten in Jakuzk —40°,5, die Differenz daher 74°,2. Vergleicht man die gleichnamigen Jahreszeiten, so fällt der Unterschied besonders auf den Winter: die beiden Sommer in Kouka und Jakuzk differiren nur um 15°,4, die beiden Winter dagegen um 62°,7. — Alle die verglichenen Zahlen sind indess Mittelwerthe für Orte, die wahrscheinlich nicht gerade diejenigen sind, auf welchen die extremen Temperaturen der Erde vorkommen, und in vieljährigen Beobachtungen auf den wärmsten und kältesten Stellen würde man ohne Zweifel auf beträchtlich grössere Differenzen treffen. Für Brüssel bereits zeigen die p. 280 angegebenen Werthe, dass die Differenz der einzelnen Maxima und Minima beinah doppelt so gross ist, als die der mittleren Extreme. Von Kotah (25°,12′ N) im centralen Hindustan sagt Tod: »In den

Junitagen, bei tief blauem Himmel, trat die fürchterlichste Hitze ein, Todtenstille beherrschte die ganze Natur, kein Blatt rührte sich mehr, das Thermometer in den Zelten erhielt sich auf 40° C. Kein Schatten bot Schutz dar, keine Kühlung war am Ufer des See's zu finden, keine im dichtesten Tamarindenwald. Das Gefühl einer Art von Tollheit, einer Verzweiflung über die unwandelbare Hitze, bemächtigte sich des Menschen (Ritter).« Zu Esné in Oberegypten (25°,15 N) hat, während eines Chamsin, Burkhardt eine Hitze von 47°,4 erlebt. Zu Abu-Arich in Arabien wurde von Tamisier 52°,5 beobachtet; zu Suez (29°,59′ N) während der französischen Expedition in Egypten, ebenfalls 52°,5; zu Murzuk (25°,54′ N) sah Lyon das Thermometer auf 56°,2 und Monate lang schwankte die Temp. zwischen 48° und 42°. — Als tiefsten Kältegrad beobachtete Parry auf der Insel Iglulik (69°,20′ N) an dem Weingeistthermometer —42°,8; das Quecksilber blieb 4 Monate lang gefroren. Die ziemlich zahlreichen Esquimos wohnen in Hütten, die aus Schneeblöcken gebaut sind, und das Licht erhält Zutritt durch ein klares Stück Eis, das als Fenster dient. Im inneren Lande fällt die Temperatur noch tiefer. Franklin hatte zu Fort-Entreprise (64°,30′ N) —49°,7, Simpson in Fort-Confidence —53°,3, Back zu Fort-Reliance (62°,46′ N) —56°7. Als an letzterem Orte Anfangs Februar das Thermometer auf — 51°,1 stand, erhob sich in dem kleinen Zimmer, obgleich ein starkes Feuer brannte, die Temperatur nicht über —11°,1; Tinte, Farben, Quecksilber waren fest gefroren, sogar Schwefeläther bedeckte sich mit Eis und wurde trübe und dick; alles hölzerne Geräthe spaltete; die Haut, besonders an den Händen, bekam schmerzhafte Risse und musste mit Fett bestrichen werden; Vögel und alles Wild waren geflohen und nur das Pfeifen des frischen Windes unterbrach die Stille. Ebendaselbst stieg jedoch Ende Mai die Temperatur zu der tropischen Hitze von +41°,1. Im centralen Asien kommen eben so tiefe Temperaturen vor. Zu Jakuzk fällt das Thermometer nicht selten, und mehrere Tage anhaltend, auf —53° und —54°; den 25. Januar 1829 stund es auf —58°. Jedes Jahr steht die Temperatur wenigstens zwei Monate lang unter dem Gefrierpunkt des Quecksilbers. Die jährliche Mitteltemperatur von Ustjansk (—16°,6) ist aber noch um 9° tiefer, als die von

Jakuzk (—8°,1), wo die höhere Sommerwärme das jährliche Mittel steigert (Erman). Während der russischen Expedition nach Chiwa (1840) fiel im Winter die Temperatur auf —43°,7, im Juni stieg sie auf +46°. Man ist ähnlichen Gegensätzen selbst in den heissesten Gegenden von Afrika ausgesetzt. Zu Tegerry (24°,4′ N), südlich von Murzuk, wo bereits die Dattelpalme verdrängt wird durch die tropische Doompalme, fand Lyon die Kälte der Decembernächte sehr empfindlich, den 2. Januar vor Sonnenaufgang stand das Thermometer auf +2°, den 14. Januar, etwas nördlicher, auf —3°, die Brunnen waren einen halben Zoll dick gefroren und die Wasserschläuche mussten erst aufthauen; am Tage aber trat stets wieder starke Hitze ein. — Auch in Unteregypten sind oft die Nächte bei herrschendem Nordwind empfindlich kalt, so dass der Thau in der Wüste gefriert. (Russegger). Man kann als Maximum der auf der Erde im Freien und im Schatten beobachteten Wärme +60°, als Minimum —60° annehmen, so dass die einzelnen extremen Temperaturen um 120° differiren.

Literatur. Arago, *über Extreme der Temp., Unterh. III*; 1838; Mahlmann, *Verth. der Wärme*, *Dove's Repert., IV*, 1841; Kämtz, *cours de météor., par* Martins, 1843.

92. Klimate.

Die mittlere Jahreswärme und der jährliche Spielraum bestimmen vorzugsweise den klimatischen Charakter einer Gegend, und eine graphische Darstellung der thermischen Linien ist daher die Grundlage einer vergleichenden Klimatologie. Zu diesen Temperaturverhältnissen sind dann allerdings als Ergänzung noch die Verhältnisse der Winde und der Witterung beizufügen, wenn die Charakteristik des Klima eine vollständige sein soll.

Berücksichtigt man die Mitteltemperatur allein, so lässt sich die alte Eintheilung der Klimate in heisse, gemässigte und kalte festhalten; nur müssen, statt der Wendekreise und Polarkreise, die entsprechenden Isothermen als Grenzen eingeführt werden.

Die heissen Klimate fallen zwischen die nördliche und südliche Isotherme von ungefähr 22°, welche am nächsten mit

den Wendekreisen übereinstimmen. Die nördliche Grenze geht durch Teneriffa, Cairo, Bagdad, Delhi, Assam, Macao, Sandwich-J., Florida, die südliche durch die Damaraländer in Westafrika, durch den südlichen Theil von Madagascar, mitten durch Neuholland, Lima und Rio-Janeiro. Im Inneren der Zone steigt die Wärme bis nahe an 30°, sie fällt aber auch, auf den Höhe-Isothermen, in Quito auf 15°,6 und auf den umliegenden Gebirgen bis unter 0°, so dass zwischen den bezeichneten Breite-Isothermen auf den Höhen auch gemässigte und selbst kalte Klimate liegen.

Die gemässigten Klimate liegen in jeder Halbkugel zwischen der Isotherme von 22° und derjenigen von 0°. Die nördliche Isotherme von 0° zieht durch Island, das Nordcap, Katharinenburg, Tomsk, Kamtschatka und Cumberlandhouse in Canada; die südliche berührt kein bewohntes Land, da selbst in der Nähe von Cap Horn die Mittelwärme noch 3° bis 4° über 0° zu betragen scheint. — An der Grenze gegen die heisse Zone hin kommen auch in der gemässigten Zone umschlossene Stellen vor, deren Temperatur, in Folge positiver Störungen, über 22° steigen mag, und auf Gebirgen fällt, wie in der heissen Zone, die Temperatur unter 0° und das Klima geht in diejenigen der kalten Zone über. Es entspricht z. B. das Klima der Casa Inglese auf dem Aetna, mit einer Temp. von —1°,3, den Klimaten des mittleren Sibirien, dasjenige des Faulhorn mit —2°,3 dem Klima von Tobolsk.

Die kalten Klimate verbreiten sich über die innerhalb der Isothermen von 0° enthaltenen Kugelabschnitte und finden ihr Minimum der Temperatur in den Kältepolen. Die nördliche kalte Zone umschliesst einen beträchtlichen Theil von Nordamerika, die Länder der Hudsonsbay und Labrador, und in Asien den grösseren Theil von Sibirien. Die südliche kalte Zone enthält die antarktischen Länder und ist unbewohnt.

Eine grosse Ungleichheit der Klimate innerhalb jeder der angeführten Zonen geht schon aus dem Abstande der Grenztemperaturen hervor. In der heissen Zone steigt die Mittelwärme von 22° bis gegen 30°, in der gemässigten fällt sie von 22° bis 0°, in den kalten von 0° bis fast auf —20°. Eine andere Ungleichheit, die

auf die Witterung und auf alles Organische von grösstem Einfluss ist, entsteht auf jeder einzelnen Isotherme aus der sehr verschiedenen Grösse des jährlichen Spielraums, aus der Ungleichheit der Sommer und der Winter. Im südlichen England, zu Penzance und Salcolm gedeihen Myrthen, Camelien, Fuchsia, Agaven im Freien, ohne im Winter geschützt zu sein, die Wintertemperatur ist gleich $+7^0$, wie in Montpellier; auf derselben Isotherme jedoch steht Ofen in Ungarn, dessen mittlere Winterwärme unter 0^0 ist und wo der Frost oft lange anhält. Aber die geringe Sommerwärme von 16^0 gestattet in England keine Weincultur, die in Ungarn dagegen so berühmte Producte liefert; das Getreide reift in Irland erst nach 7 bis 8 Monaten, in Litthauen, auf der Isotherme von 6^0, in 3 bis 4 Monaten. — Auf Mageroe, in der Nähe des Nordcaps, sind die Winter noch um $4^0{,}5$ wärmer als in Petersburg, aber die Sommerwärme ist niedriger als die Mitteltemperatur der Winter in Montpellier. — Auf den Far-öer frieren die See'n selten zu, die Winter sind denjenigen von Nantes oder Triest zu vergleichen; aber im Sommer fällt nicht selten Schnee in den Ebenen, und die mittlere Sommerwärme übersteigt kaum die der höheren Juragipfel, oder der Walliser Dörfer Simplon und Zermatt. Auf derselben Isotherme finden wir in Warschau Sommer, die denen von la Rochelle und des südlichen Frankreichs nahe kommen. — Auf diese Ungleichheit des Spielraums bei gleicher Mitteltemperatur gründet sich die Eintheilung der Klimate in gleichmässige (*constans*), veränderliche (*variables*) und extreme (*excessifs*). Quételet lässt in den gleichmässigen Klimaten den Wärmeunterschied des wärmsten und kältesten Monats nicht 10^0 übersteigen, in den veränderlichen zwischen 10^0 und 20^0 fallen und in den extremen über 20^0 hinausgehn. Die Klimate der europäischen Westküste sind gleichmässige, nach Osten zu werden sie veränderlich und im inneren Russland und Sibirien, in Armenien und Kurdestan extreme. Auch die meisten Klimate der heissen Zone, von Quito, Mexico, Batavia, Kandy, sind gleichmässige, diejenigen der Küste des nördlichen Eismeeres, von Melville-J., Felix-Harb., Iglulik, Novaja-Semlja, Ustjansk, sind extreme.

Andere Unterschiede der Klimate werden begründet durch den

ungleichen Dampfgehalt der Atmosphäre, die Beständigkeit oder Veränderlichkeit der Witterung, die jährliche Regenmenge und andere Verhältnisse. Das Küsten-, See- oder Inselklima zeichnet sich aus durch einen geringen jährlichen Spielraum und grossen Dampfgehalt; es ist ein gleichmässiges feuchtes Klima. Das Continentalklima hat kalte Winter und heisse Sommer, der Dampfgehalt ist gering, es ist ein extremes, trocknes Klima. Häufig werden die Benennungen Seeklima und Continentalklima auch als Synonimen für gleichmässiges und extremes Klima gebraucht. In gesteigertem Maasse äussert sich der Charakter des Continentalklima's in dem Steppenklima; die Gleichförmigkeit des Bodens gestattet nur allgemein verbreitete Witterungsverhältnisse, allgemeine Dürre in dem heissen Sommer, allgemeine Landregen oder Schneestürme in der kälteren Jahreszeit. Das Gebirgsklima ist, bei grossen Ungleichheiten des Bodens, hohen Gipfeln und tief eingeschnittenen Thälern, bezeichnet durch schnelle und oft auf kleine Bezirke beschränkte Aenderungen der Temperatur und der Witterung, häufigen Wechsel der Winde, heftige locale Gewitter.

Der Begriff des Klima findet Anwendung auf grössere Ländermassen, Continente und Hemisphären, wie auf einzelne Orte, wenn man in die Bestimmung desselben stets nur die vorwaltenden Charaktere aufnimmt. Jedes der drei nördlichen Continente zeigt eine besondere Eigenthümlichkeit: Asien, mit kalten Wintern und heissen Sommern, entwickelt den Charakter des extremen oder continentalen Klima, Europa, mit milden Wintern und kühlen Sommern, besitzt ein gleichmässiges, oder Seeklima, Nordamerika, mit kalten Wintern und kühlen Sommern, schliesst sich im Winter an Asien, im Sommer an Europa an, sein Klima steht den gleichmässigen näher, als den extremen, und es erklärt sich hieraus auch die geringe Veränderung seines Kältepoles in der jährlichen Veränderung des Isothermensystems, im Gegensatz der starken Bewegung des asiatischen Kältepoles. — Vergleicht man beide Erdhälften, so kommt offenbar der nördlichen ein continentales, der südlichen ein Seeklima zu, und noch stärker tritt diese Divergenz hervor zwischen den beiden Hemisphären, von denen die eine das meiste Land, die andere das meiste Meer ent-

hält (I, 71). Der warme Sommer der nördlichen Landhemisphäre, trifft zusammen mit dem milden Winter der südlichen Seehemisphäre, der kalte Winter der ersteren mit dem kühlen Sommer der letzteren, und diess Verhältniss führt nothwendig zum Schlusse, dass die Gesammtmenge der von der Sonne an der Oberfläche der Länder und Meere erzeugten Temperatur grösser sei, während die Sonne vom Widderpunkt zum Wagepunkt geht, als in der anderen Hälfte des Jahres (Dove).

Literatur. Kirwan, *Temp. in versch. Breiten u. Ländern, übers. v. Crell* 1788; Wahlenberg, *de veget. et climate in Helv.*, 1813; de Humboldt, *des lignes isothermes, M. d'Arcueil, III*, 1817; —, *Ansichten der Natur*, 1826; —, *fragm. asiatiques*, 1831; —, *Asie centrale, III*; Kämtz, *Lehrb. der Meteor., II*, 1832; Schouw, *vergl. Klimatologie*, 1827; —, *Europa*, 1833; —, *Climat d'Italie*, 1839; Quételet, *Climat de la Belgique*, 1845; Muncke, Art. *Erde, Klima* und *Temperatur* im n. G.; Dove, *Versch. der Kältepole in der jährl. Periode, Poggd. LXVII*, 1846. — Vorzügliche Beschreibungen klimatischer Verhältnisse in den Schriften von Humboldt, von Buch, Wrangel, Scoresby, Kohl, Göbel etc.

93. Veränderung der Klimate in historischer Zeit.

Der Mangel älterer Beobachtungen des Thermometers und der übrigen meteorologischen Instrumente gestattet keine zuverlässige Beantwortung der Frage, ob unsere Klimate in historischer Zeit eine bleibende Veränderung in der mittleren Jahreswärme, in ihrer Vertheilung auf die Jahreszeiten, in der Dampf- und Regenmenge und anderen Witterungsverhältnissen erlitten haben. Die Untersuchung ist an unbestimmte Angaben gewiesen, über das Zufrieren der Gewässer, die Ausdehnung der Gletscher, den Anbau nutzbarer Gewächse, das Reifen der Früchte, den Stand der Waldungen, die Wassermenge der Ströme. Schlüsse aus vereinzelten Angaben dieser Art sind jedoch leicht voreilig, da auch in unserer Zeit zuweilen heisse oder kalte Jahre mitten in einer Folge gewöhnlicher erscheinen, auch wohl mehrere auf einander folgende Jahre sich durch ungewöhnlich tiefe oder hohe Temperaturen auszeichnen, ohne dass eine stetige Abnahme oder Zunahme der Wärme hieraus gefolgert werden könnte.

Aus einer Zusammenstellung vieler Thatsachen durch Arago geht hervor, dass die Mitteltemperatur von Westasien seit Moses, diejenige von Süd- und Mitteleuropa seit den Zeiten der Römer

keine merkbare Veränderung erlitten habe, nur dass in mehreren Ländern, wahrscheinlich in Folge der Ausrottung der Wälder, die Sommer weniger heiss, die Winter weniger kalt geworden seien. — Auch für Dänemark und Skandinavien hat Schouw die Beständigkeit der Mittelwärme seit den ältesten historischen Zeugnissen nachgewiesen. Das gänzliche Zufrieren der Ostsee, das in den extremen Jahren 1333, 1399, 1408, 1423, 1459 vorkam, wiederholte sich auch in dem kalten Winter von 1709. — Für Island und die Ostküste von Grönland scheint eine Verschlimmerung des Klima's seit dem XIV Jahrhundert besser begründet; indem auf jener Insel früher Wälder vorkamen, die jetzt fehlen, und auf Grönland Niederlassungen bestunden, während die Küste jetzt durch das Eis unzugänglich geworden ist. Die Erscheinung zeigt sich aber als eine locale, da sie sich weder auf Skandinavien noch auf Grossbritanien ausgedehnt hat, und mag, in Bezug auf Grönland, vielleicht nur vorübergehend sein. Auf Island scheint der Holzmangel eine Folge unvorsichtiger Ausreutung der Wälder, welche früher dem Nachwuchse Schutz gewährten.

In den Alpen werden Zeugnisse, sowohl für eine Abnahme, als für eine Zunahme der Jahreswärme angeführt. — Alpenpässe, die vor mehreren Jahrhunderten üblich gewesen sein sollen, sind jetzt durch Eis verschlossen; wo jetzt Gletscher liegen, sollen früher Alpweiden gewesen sein; man findet die Ueberreste von dickeren Baumstämmen an Stellen, die über dem jetzigen Holzwuchs liegen. Die in neuerer Zeit gewonnene Kenntniss des Hochgebirges hat jedoch den Glauben an die alten Sagen häufigeren Verkehrs zwischen Grindelwald und Wallis, zwischen Lauterbrunnen und Lötschthal, zwischen Evolena und Zermatt oder Aosta sehr erschüttert und zugleich die Unmöglichkeit, diese Pässe auch jetzt noch zu überschreiten, widerlegt. Es werden auch in unserer Zeit schwierigere Pässe in gewissen Jahren ungangbar, in Folge der Veränderungen der Gletscher; vorzüglich in heissen Sommern, wenn die Schneedecke fehlt, welche die Ersteigung schroffer Felswände, oder das Ueberschreiten der Gletscherspalten möglich macht. Man könnte daher aus der grösseren Schwierigkeit hoher Pässe eben so wohl auf eine Abnahme des Schnee's, als auf eine Verminderung der Jahreswärme schliessen. Die Zerstörung

von Alpweiden durch Lawinen oder Einstürze, und das Verschwinden der Wälder auf grösseren Höhen ist, theils eine locale Erscheinung, die auch jetzt noch vorkommt und keine Veränderung des Klima's beweisen kann, theils ist sie auch hier anerkannt eine Folge der Waldzerstörung durch die Alpbewohner. — Besser begründet erscheint die Behauptung, dass in früherer Zeit das Klima der Alpen rauher und kälter gewesen sei. Alte Gandecken der Gletscher, so wohl erhalten, dass man versucht ist, zu glauben sie seien jedenfalls noch innerhalb der historischen Zeit entstanden, bleiben nun meilenweit vom Vorderrand der jetzigen Gletscher entfernt; mit ihnen kommen zugleich Erosionswirkungen vor, die nur aus einer früheren Gletscherbedeckung herstammen können (I, 237 u. 375). In der Nähe von Bern, bei Zimmerwald, sind Schädel von Murmelthieren unmittelbar unter der Dammerde gefunden worden. Viele der höher und den Eisgebirgen näher gelegenen Thäler scheinen erst in verhältnissmässig später Zeit bleibende Wohnsitze erhalten zu haben (Davos, die deutschen Thäler am M. Rosa, Haslithäler). Es schliessen sich jedoch diese Spuren eines rauheren Klima's an andere, damit übereinstimmende, die offenbar in eine vorhistorische Zeit zurückgehn, und es ist kaum möglich beide Epochen zu trennen, da einstweilen nichts auf eine dazwischen liegende Periode grösserer Wärme hinweist.

Mit den zwei Ausnahmen von Grönland und den Alpen, fehlen demnach für den seit mehr als tausend Jahren bekannten Theil der Erde bestimmte Anzeigen, dass das Klima Aenderungen erlitten habe, die sich nicht von localen Secundäreinflüssen, wie die Zerstörung der Wälder, die Urbarmachung des Bodens, das Austrocknen von Morästen, herleiten liessen. Eine stetige Abnahme der Jahreswärme, in dem Betrag, wie sie vor hundert Jahren von Scheuchzer, und vor mehr als zweitausend Jahren von Theophrast beklagt wurde, ist schon desshalb unmöglich, weil seitdem die Welt längst unbewohnbar geworden sein müsste. —

Die von Bronn zusammengestellten Angaben über den Einfluss der Waldausreutung auf die Temperatur führen zu keinen ganz übereinstimmenden Resultaten, weil es schwer hält, bei mehreren zusammenwirkenden Ursachen, den Antheil einer jeden an einer gemeinschaftlichen Wirkung auszumitteln, besonders wenn diese

Wirkung selbst sich nicht in bestimmten Zahlen angeben lässt. In ganz Canada sollen, nach Larochefoucauld, seit Ausrottung der Wälder die Sommer heisser und länger anhaltend, die Winter milder, die Mitteltemperaturen also erhöht worden sein. In den nördlichen Vereinigten Staaten verlängern sich, nach Volney, die Sommer, der Herbst verspätet sich, die Winter sind kürzer, weniger schneereich, die Frühlinge kälter. Williams findet in Neu-England die Sommer ebenfalls länger, aber weniger heiss, die Winter kürzer, aber kälter, den Frühling sehr veränderlich, den Herbst verspätet. Jefferson behauptet, die Hitze der Sommer, wie die Kälte der Winter habe abgenommen, so dass die Mittelwärme unverändert geblieben sein könnte, wie es Arago für Europa glaubt annehmen zu sollen.

Literatur. Mann, *über allmähl. Veränd. der Temp. und des Bodens, Comment. Palat. VI*, 1790, > Gren, *Journ. II*; Ideler, *über die angebl. Veränd. des Klima, Bergh. Annal. V*, 1832; Link, *die Urwelt und das Alterthum, II*, 1834; Muncke, im n. G. Art. *Geologie, Klima. Temperatur*; Arago, *über den Wärmestand unserer Erdkugel, Unterh. I*, 1837, > *Annuaire* 1834; Libri, *therm. de l'Acad. del Cimento, A. de Ch. XLV*, 1830; *(Kasthofer), sur la tempér. des montagnes, Bibl. univ. XIV*, 1820; Venetz, *variat. de la temp. dans les alpes, Schweiz. Denkschr.* 1833; Schouw, *vermeintl. Veränd. der klimat. Verh. Dänemarks, Hertha X*, 1827; —, *Skildring af Veirligets Tilstand i Danmark*, 1826; Williamson, *Trans. of the Americ. Soc. held at Philad. I*, 1771; Volney, *tableau du sol et du climat des Etats-unis d'Amér.* 1803. — Ueber Einfluss der Wälder: Pignolati, *coltura de' boschi*, 1790; Bayle-Barelle, *danni sboscandosi le mont.*, 1806; Gautieri, *influsso dei boschi sullo stato fisico de' paesi*, 1817; Rougier, *les forêts de la France*, 1817; Moreau de Jonnes, *Veränd. durch Ausrottung der Wälder*, 1828; Bronn, *Gesch der Natur, II*; Fraas, *Klima u. Pflanzenwelt*, 1847.

94. Klimate in älterer Zeit.

Die Beweise für sehr von den jetzigen abweichende klimatische Verhältnisse mehren sich, wenn man in der Erdgeschichte weiter zurückgeht. Es muss sich aber unsere ganze Beurtheilung der früheren Zustände der Erdoberfläche auf so wenige und so vereinzelte Thatsachen stützen, dass es kaum gelingen kann, die Folgerungen in Bezug auf das Klima der vorhistorischen Zeiten gegen alle Einwürfe sicher zu stellen. Es kann überdiess die Bedeutung der meisten dieser Thatsachen erst in einem anderen Theile der physikalischen Geographie abgewogen werden. Den wichtigsten und beinah ausschliesslichen Anhaltspunkt gewähren

nämlich die in den Formationen aufbewahrten organischen Ueberreste, und die Vergleichungen zwischen ihnen und den jetzt lebenden Faunen und Floren. Aus der Annäherung der Formen an jetzt im Norden vorkommende schliesst man auf ein kaltes Klima, aus der Aehnlichkeit mit tropischen Pflanzen und Thieren auf ein heisses. Da jedoch die untergegangenen Arten grösstentheils von den jetzt lebenden specifisch abweichen, so kann die Gültigkeit dieser Schlussform allerdings bezweifelt werden, und sie gewährt jedenfalls nur eine höhere Wahrscheinlichkeit. Die Schwierigkeit wird in einigen Fällen erhöht durch einen Mangel an Uebereinstimmung zwischen den aufgefundenen Kriterien, indem die einen für ein kaltes Klima zeugen, die anderen, obgleich so viel sich beurtheilen lässt, derselben Zeit angehörend, für ein warmes. — Eine Begrenzung dieser älteren Klimate durch thermische Linien ist einstweilen nicht möglich, da sogar die Meinungen getheilt sind, ob die klimatischen Unterschiede der Zonen bis in die älteren Zeiten hinaufreichen, oder ob nicht früher auf der ganzen Erdkugel ein gleichförmiger Wärmestand geherrscht habe.

Unmittelbar unter den Sedimenten der Jetztzeit, worin nur Ueberreste lebender Species vorkommen, liegt, nach der (I, 148) aufgestellten Altersfolge, das Diluvium, und in Betreff dieser jüngsten unter den abgeschlossenen Formationen häufen sich alle die angedeuteten Schwierigkeiten mehr als für keine der folgenden. Es zerfällt in Europa diess Diluvium in wenigstens zwei Formationen von ungleichem Alter, die allerdings, bei dem sporadischen Charakter der Sedimente, oft schwer zu scheiden sind und nicht selten sich in einander zu verlaufen scheinen. Eine jüngere besteht aus ungeschichtetem Lehm, Kies und, theils davon umhüllten, theils frei liegenden erratischen Blöcken (I, 192); eine ältere aus geschichtetem Kies, oder auch aus Sand, Lehm, Travertin, oder anderen Sedimenten. Von den verschiedenen Erklärungsversuchen über die Verbreitung der erratischen Blöcke stösst derjenige, der sie auf dem Rücken von Gletschern an ihre jetzigen Fundorte tragen lässt, auf die geringsten, wenigstens nicht auf unüberwindliche Schwierigkeiten; es wird ferner diese Erklärung unterstützt durch die Verbindung der Blockablagerungen mit unzweideutigen Gletschererosionen und durch den beinah ununterbrochenen Zu-

sammenhang, in welchem diese Erscheinungen mit den Gandecken und Erosionen der jetzigen Gletscher stehn. Man hat ganz ähnliche Thatsachen in den Vogesen und Pyrenäen, in Schottland, Skandinavien und Nordamerika aufgefunden und keine bessere Erklärung derselben geben können; man will endlich unter den organischen Ueberresten dieses jüngeren Diluviums mehrere Arten erkannt haben, die jetzt nur in den arktischen Meeren leben. Eine so grosse Verbreitung der Gletscher und ihr Vorkommen auf Gebirgen, die jetzt nicht einmal immerwährenden Schnee tragen, setzt aber offenbar eine bedeutende und Jahrhunderte durch anhaltende Depression der Temperatur, eine wirkliche Eiszeit voraus, und nach den im vorigen §. erwähnten Thatsachen würde diese Eisperiode sich bis in die historischen Zeiten hinein verlängert haben. — Das ältere Diluvium dagegen enthält vorherrschend Ueberreste von Landthieren, deren analoge Species wir jetzt auf eine wärmere, oder auf die heisse Zone beschränkt sehen, von Elephanten, Rhinoceros, Hippopotamen, Löwen, Hyänen, mit ihnen zugleich aber auch Ueberreste, die auf ein gemässigtes oder kaltes Klima hinweisen, von Hirschen, Elenthieren, Auerochsen, Bären, nnd die unteren Thierclassen stimmen grossentheils mit den jetzt noch in der Nähe lebenden überein. Unter den zahlreichen Pflanzenüberresten dieser Periode findet man ebenfalls keine, die ein heisses Klima forderten; sie unterscheiden sich meist gar nicht oder nur wenig von den in der Gegend lebenden Arten. Unstreitig ist aber zur Beurtheilung des Klima's auf den Charakter der Flora weit mehr Gewicht zu legen, als auf den der beweglicheren Fauna der höheren Thierclassen, und eher, als zur Annahme eines heisseren Klima's für jene Zeit, wird man zur Vermuthung geführt, dass vor der Herrschaft des Menschen viele Thierarten sich nach Gegenden hin verbreitet haben, die ihnen weniger zusagen, aus denen sie daher um so leichter verdrängt werden konnten, oder dass die untergegangenen Species durch wärmeres Fell zur Ertragung der grösseren Kälte organisirt waren. — Noch andere Schwierigkeiten erheben sich aber von Sibirien und Nordamerika her. Die Mammuthknochen in Sibirien sind am dichtesten gedrängt an den Ufern und auf den Inseln des Eismeeres, in der Nähe des asiatischen Kältepoles, wo gegenwärtig für so gewaltige

Pflanzenfresser die Nahrung fehlen würde. Es scheinen ferner die Sedimente, in denen sie liegen, zu den jüngsten jener Gegenden zu gehören, und von Amerika behauptet Lyell geradezu, dass die Formation der erratischen Blöcke älter sei, als die Schlammlager, welche die Mammuth- und Mastodontenknochen einschliessen. Wenn aber in Nord-Sibirien früher ein gemässigteres Klima herrschte, so sollte man gleichzeitig in der Schweiz ein tropisches zu finden erwarten, was dem Charakter der fossilen Flora widerspricht; wenn ferner in Amerika die Mastodonten wirklich jünger sind, als das erratische Phänomen, so hätte man innerhalb der Diluvialzeit allein einen mehrfachen Wechsel der Klimate, oder eine umgekehrte Folge derselben in den verschiedenen Continenten anzunehmen. In Europa selbst aber fällt es schwer, sich zu überzeugen, dass die Zeit der Ablagerung von Knochen in den Höhlen von Sicilien, Deutschland, England (I, 251), oder in dem Löss des Rheinthales (I, 270), von der historischen Zeit durch eine lange Eisperiode getrennt gewesen sei.

Eine höhere Wärme des Klima von Mitteleuropa ist während der Tertiärzeit deutlicher ausgesprochen; auch die Pflanzenüberreste weisen darauf hin. In den jüngeren Bildungen erscheinen, nördlich von den Alpen, nebst vorherrschenden Dikotyledonen, die den Charakter der jetzt in der Gegend lebenden tragen (Oeningen), auch Palmblätter, dem Chamærops des Mittelmeers ähnlich, was eine Mitteltemperatur von etwa 15° voraussetzt. In den älteren Formationen (Paris, London) findet man Palmen, die ein Klima wie in Unter-Egypten, eine Jahreswärme von 22°, andeuten; und die Thierwelt, mit Krokodylen, Schildkröten, Tapirgeschlechtern und Affen scheint hier, wie im Diluvium, die Forderung höherer Wärme eher noch zu steigern. — Zur Zeit der Kreidebildungen tragen, auch in England, die organischen Formen einen tropischen Charakter: colossale Saurier, Leguane, Schildkröten bilden die höheren Thierclassen, Palmen, Cycadeen, und Coniferen die vorherrschenden Familien der Flora. Und steigt man nun abwärts durch die lange Folge der Secundärbildungen, so ändern sich die Verhältnisse nicht mehr wesentlich; die organischen Formen der höheren Formationen verschwinden in den tieferen und sind durch andere früher verschwundene vertreten, der Oolith,

der Muschelkalk, der Zechstein enthalten eigenthümliche Thier- und Pflanzenarten; aber nichts deutet auf ältere gemässigte oder kalte Klimate; die grosse Mächtigkeit von Korallenbildungen in Deutschland, Frankreich, England führt uns immer wieder in tropische Meere zurück. In der Periode der Steinkohlebildung aber zeigt die Pflanzenwelt eine Entwicklung und Ueppigkeit, wie man sie selbst zwischen den Tropen jetzt kaum wiederfindet. Riesenhafte Calamiten, baumartige Farren und Lepidodendren lassen auf ein heisses, aber zugleich feuchtes und gleichmässiges Klima schliessen; und die Ablagerungen dieser Pflanzen finden sich im nördlichen England, auf Neu-Schottland und an den Grenzen von Canada, man hat sie im nördlichsten Russland, auf der Bäreninsel und auf Spitzbergen gefunden; sie fehlen auch im südlichen Europa nicht, und in Nordamerika findet man sie noch in Alabama, in der Breite von Marocco und Syrien. Sofern diese Ablagerungen mit identischen Pflanzenspecies wirklich gleichzeitige sind, sofern nicht etwa derselbe organische Charakter sich in den verschiedenen Zonen successiv entwickelt hat, muss also diese Flora eines, wie behauptet wird, mehr als tropischen Klima's über einen weit grösseren Theil der Erdfläche verbreitet gewesen sein, als keine der jetzt lebenden Floren. Der jetzt bestehende Gegensatz zwischen den Klimaten von Spitzbergen und Nordafrika kann damals nicht statt gefunden haben. — Man dürfte erwarten, bei dieser steten Steigerung, das organische Leben in der Kohlenbildung, bis zu seinem Anfang verfolgt zu haben; in noch höherer Wärme, scheint es, hätte kein den jetzt lebenden analog gebildetes Wesen bestehen können. Es liegt jedoch unter der Kohle noch das ganze Uebergangsgebirge, mit einer Mächtigkeit, die der Summe aller jüngeren Formationen wenigstens gleichkommt, und einer Gliederung in verschiedenartige Formationen, deren Entstehung sehr lange Zeiträume voraussetzt. Auch in diesen ältesten neptunischen Ablagerungen wimmelt es indess von mannigfaltigen Thieren, und viele ihrer Formen stehn denen jetzt lebender Seethiere so nahe, dass man sich kaum überzeugen kann, es sei die Temperatur der Gewässer, in denen sie lebten, von derjenigen unserer Meere sehr verschieden gewesen.

Die klimatischen Verhältnisse der Erdoberfläche in älterer Zeit sind das grosse, bis jetzt allen Versuchen einer Lösung sich entziehende Räth-

sel der Geologie. De Luc glaubte in einer veränderten Lage der Meeresbecken die Erklärung gefunden zu haben, und, gestützt auf die neueren Erfahrungen über die langsame Hebung von Schweden und Chili, das Einsinken von Grönland und Dalmatien und mannigfaltige andere Thatsachen, ist diese Ansicht weiter ausgebildet und mit grossem Talent dargestellt worden durch Lyell und Darwin. Das Auftauchen oder Versinken von Continenten muss offenbar, sowohl direct, als durch die Rückwirkung auf Strömungen, Winde und Witterung, sehr fühlbare Veränderungen der Klimate erzeugen, und es ist wohl denkbar, dass, so wie jetzt auf Feuerland, in der südlichen Breite von Edinburgh, die Gletscher sich bis an die Küste ausdehnen, ein ähnlicher Wärmestand einst, bei einer anderen Vertheilung der Continentalmassen, auch auf unserer Halbkugel herrschend gewesen sei. Bei aller Steigerung ungünstiger Einflüsse wird jedoch schwerlich auf diesem Wege eine Depression unserer Klimate erreicht werden, wie sie zur Bildung viele tausend Fuss mächtiger Gletscher, die sich aus den Alpen bis an die Grenzen der Schweiz, von Skandinavien bis nach Deutschland erstreckt hätten, erforderlich scheint. Noch weniger wird es gelingen, für Europa, und zwar für Nordeuropa, ein tropisches Klima zu gewinnen, da bereits alle denkbaren positiven Störungen sich zu Gunsten unseres Welttheils vereinigt haben, so dass man nicht einsieht, wodurch eine noch weiter gehende Inflexion der Isothermen bewirkt werden sollte. — Im Gefühl des Ungenügenden dieser Erklärung hat man in älterer und neuerer Zeit zu den auf S. 268 berührten Hülfsmitteln gegriffen, wodurch, theils eine Vermehrung oder Verminderung der Sonnenwärme, theils eine andere Vertheilung derselben, durch eine veränderte Stellung der Erdaxe gegen die Ekliptik oder im Erdkörper selbst, hätte bewirkt werden können. Auch auf diesem Wege jedoch gelangt man nur zu Klimaten, wie sie sich jetzt noch finden, eine mehr als tropische Hitze, ein Eisklima, welches das unserer Kältepole übertrifft, wird nicht erreicht. Sollte sich dann bestätigen, was vielfach behauptet, aber keineswegs noch bewiesen worden ist, dass zur Zeit der älteren Formationen die organischen Arten allgemein über alle Zonen verbreitet und die klimatischen Unterschiede unmerkbar gewesen seien, die ganze Erdoberfläche daher eine gleichförmig vertheilte Wärme genossen habe, so ist klar, dass die Wärmequelle für jene Zeiten nicht in der Sonne, sondern nur im Raum, worin die Erde sich befand, oder in der Erde selbst gesucht werden darf. Bei der letzteren Ansicht ist man auch gewöhnlich stehn geblieben. Es soll der Wärmestand der Erdoberfläche zur Zeit der früheren organischen Bildungen von der inneren Erdwärme ausgegangen und, so wie der Einfluss derselben abnahm, durch die Sonnenwärme ersetzt worden sein. Es wären also z. B. als in der älteren Tertiärzeit das Klima bei Paris eine Jahreswärme von 22° hatte, 10° Wärme durch die Sonne und 12° durch die Erdwärme erzeugt worden; oder, als in Sussex, zur Zeit der älteren

Kreide, der Wärmestand 28° betrug, hätte die Erde 18° dazu geliefert. Dann aber wäre die Temperatur der tropischen Zone nahe bei 48° gestanden, und doch sollen die Kreidepetrefacten des tropischen Amerika mit denen von Nordeuropa übereinstimmen. Noch widersprechender ist das Ergebniss, wenn man von dem Vorkommen der Steinkohle auf Spitzbergen ausgeht. Die —8° Jahreswärme auf Spitzbergen bedürfen einer Vermehrung von 38°, damit eine tropische Hitze hervorgehe, und für den Aequator würde hieraus eine Jahreswärme von 65 bis 70° folgen. Berechnet man ferner, indem man die Abnahme der Wärme der Mächtigkeit der inzwischen abgelagerten Formationen proportional annimmt, nach der Tafel (I, 152) die Temperatur, die aus einer Abnahme von 12° oder 18° seit der Zeit des Tertiär- oder Kreidegebirges, für die Kohlenperiode hervorgeht, so ergibt sich bereits, die Sonnenwärme nicht hinzugezählt, eine Wärme von 55° bis 75°, unter welcher eine Vegetation kaum denkbar ist, da die Erde von undurchdringlichen Wolken umhüllt gewesen sein müsste, und die Grenze von 100° würde erreicht, bevor man noch in das mittlere Uebergangsgebirge vorgedrungen wäre. — Mehrere Thatsachen endlich deuten dahin, dass die Aenderungen der Klimate mehr sprungweise, als stetig statt gefunden haben, so das Vorkommen fleischiger Cadaver von Mammuth und Rhinoceros im gefrorenen Boden von Sibirien, so auch die gänzliche Verschiedenheit der organischen Ueberreste in unmittelbar auf einander folgenden Formationen, während aus dem Früheren (S. 45) hervorgeht, dass der Einfluss der inneren Erdwärme auf die Oberfläche nur in äusserst langen Zeiträumen eine merkbare Veränderung erleiden kann.

Literatur: De Luc, *lettres sur l'hist. de la terre*, V, 1779; Lyell, *principles*, 1840; Darwin, *research. in geol.*, 1840; Agassiz, *études sur les glaciers*, 1840; —, *eine Periode der Geschichte unseres Erdballs*, 1841; de Boucheporn, *hist. de la terre*, 1844.

III. TEMPERATUR DES BODENS.

95. Theoretische Bestimmungen.

Eine Kugel, deren Oberfläche periodisch wiederkehrende Aenderungen der Temperatur erleidet, wird sich nach einer Zeit, die hinreichend lang ist, dass sich ein permanenter Zustand hat bilden können, auf folgende Weise verhalten. Die äusseren Temperaturen dringen nach der Verticale in das Innere, so dass jeder innere Punkt dieser Verticale successiv ähnliche Uebergänge von einem Maximum der Temperatur zu einem Minimum und umgekehrt erleidet, wie der Punkt der Oberfläche, und die ganze Länge der

Verticale demnach von den verschiedenen Temperaturphasen der Oberfläche successiv durchlaufen wird. Da jedoch die einströmende Wärme an der Oberfläche, durch Strahlung und wegen grösserer Wärmecapacität des Bodens, sich vermindert, im Inneren ferner durch Mittheilung gewinnt oder verliert, je nachdem sie geringer, oder höher ist, als die der angrenzenden Massen, so nähern sich im Fortströmen durch die Verticale die Extreme immer mehr dem Mittelwerth der oberflächlichen Temperatur, und in einer gewissen Tiefe, die von der Grösse des Spielraums, der Periode desselben, dem Strahlungs- und Leitungsvermögen des Bodens und anderen Factoren abhängt, werden die Schwankungen der Temperatur unmerklich, und die Wärme ist constant gleich der Mittelwärme der Oberfläche. Sofern also auf der Erdkugel die mittleren Temperaturen der Oberfläche auf verschiedenen Stellen ungleich sind, so weichen auch die Temperaturen unterhalb der äusseren Schale periodisch wechselnder Wärme unter sich ab, und es findet im Inneren der Kugel ein Fortströmen von den wärmeren Stellen zu den kälteren statt, so dass jeder Punkt in einem Zeitmoment gleich viel Wärme abgibt als er empfängt, und ein bewegliches Gleichgewicht der Temperatur (25) besteht. Die höhere Temperatur im Inneren des Bodens der Aequatorzone strömt den Kältepolen zu, so wie in einem Metallstab, dessen eines Ende constant auf dem Wärmestand von 30^0, das andere auf 0^0 erhalten wird, die an dem ersten Ende einströmende Wärme diejenige ersetzt, die am anderen ausströmt. Diese Differenzen der inneren constanten Temperatur sind in der Nähe der Oberfläche am grössten; mit zunehmender Entfernung von derselben und in dem zwischen den Stellen der Extreme liegenden Theile der Kugel erreicht die innere Wärme eine Mitteltemperatur welche vorzüglich durch die Temperatur der beiden Extreme und die Lage und Ausdehnung der Stellen, wo sie statt haben, bedingt wird, jedenfalls aber zwischen beiden Extremen liegen muss. Je geringer der Temperaturunterschied der Extreme, und je grösser der Körper ist, um so grösser ist auch der Theil desselben, der diese Mitteltemperatur besitzt. Der grösste Theil des Inneren der Erde würde, wenn alle Wärme derselben von der Sonne herstammte, eine Temperatur besitzen, die geringer als 30^0 und höher als -20^0 wäre, d. h. zwischen der Temperatur

des Aequators und derjenigen der Kältepole läge. — Nach der mathematischen Theorie von Fourier ist die Strömung der Wärme längs der Verticale in der äusseren Schale veränderlicher Temperatur gleichförmig; das Maximum, das Minimum und die Mitteltemperatur durchlaufen, während sie in die Tiefe dringen, in gleichen Zeiten gleiche Räume. — Die Tiefe, in welcher der Spielraum unmerklich wird, und der Abstand der Punkte einer Verticale, welche gleichzeitig sich in derselben Phase der Temperatur befinden, verhalten sich ferner wie die Quadratwurzeln aus den Perioden, welche die Temperatur durchläuft. Die zwei Perioden, innerhalb welcher sich die Temperaturen auf der Erde bewegen, sind aber der Tag und das Jahr, und die Quadratwurzeln aus denselben verhalten sich wie $\sqrt{1} : \sqrt{365\frac{1}{4}}$ oder wie 1 : 19. Es sind also in derselben Verticale die Abstände zwischen den abwärts dringenden jährlichen Maxima, Media oder Minima 19 mal grösser, als die zwischen den entsprechenden täglichen Temperaturphasen. Es ist auch die Tiefe, in welcher der jährliche Spielraum unmerklich ist, 19 mal grösser, als diejenige, in welcher der tägliche verschwindet. — Aus dem Verhältniss der Abstände der gleichnamigen täglichen und jährlichen Phasen folgt, dass sich die täglichen Phasen ungefähr 14 mal so schnell als die jährlichen fortpflanzen müssen; denn bezeichnet V die Grösse, um welche die jährliche Phase in einem Tag fortschreitet, v die Geschwindigkeit der täglichen Phase, so ist

$$365\frac{1}{4}\,V = 19\,v.$$

oder

$$14\,V = \quad v.$$

Für die Grösse des Spielraums H_p in einer Tiefe p gibt Poisson folgenden Ausdruck, aus welchem auch der (44) für H′ gegebene folgt:

$$H_p = Ce^{-\frac{p\sqrt{\pi}}{a}}$$

worin C abhängt von den (44) bezeichneten Grössen a, b, h, von der Polhöhe des Ortes und der Ekliptikschiefe. Da für p=0, H=C wird, so ist C der Spielraum an der Oberfläche, oder es ist $C = H_0$. — Aus dem Werthe von H_p folgt ferner

$$\log H_p = \log H_0 - p\frac{\sqrt{\pi}}{a}\log e$$

oder, wenn die Constante $\frac{\sqrt{\pi}}{a} \log e = B$ und statt H, nach üblicher Bezeichnung, Δ gesetzt wird,

$$\log \Delta_p = \log \Delta_0 - Bp. \quad (1).$$

Die Constanten dieser Gleichung, $\log \Delta_0$ und B, können durch zwei directe Beobachtungen bestimmt werden.

Das Gesetz, nach welchem der Spielraum mit steigender Tiefe abnimmt, hat atso dieselbe Form, wie dasjenige, wodurch die Abnahme der Temperatur durch Absorption (27 und 261) bestimmt wird.

Literatur: Fourier, *mouv. de la chaleur dans l. corps solides, Mém. de l'Ac., V*, 1826; Poisson, *théorie de la chaleur*, 1835; Kupffer, *über Temp. der Quellen, Poggd. XXXII*, 1834; Kämtz, *Meteorologie, II*; Quételet, *Climat de la Belgique*, 1845; Forbes, *exper. on the temp. of the earth, Edinb. Ph. Tr. XVI*, 1846.

96. Absorption und Strahlung des Bodens.

Die Erwärmung der Oberfläche des Bodens am Tag, und der Wärmeverlust, den sie im Schatten, in der Nacht und im Winter durch Strahlung erleidet, hängen so sehr von der mannigfaltigen und wechselnden Beschaffenheit der Oberfläche ab, dass man nicht hoffen darf, allgemeine Gesetze dafür aufzufinden. Es beweisen auch die Beobachtungen, dass in unmittelbarer Berührung mit der Oberfläche, oder in geringer Tiefe unter derselben, die Thermometer einen eben so unregelmässigen Gang anzeigen, als in den tieferen Luftschichten. Vier Thermometer, die in verschiedenen Höhen während eines Jahres in Heidelberg beobachtet wurden, gaben Muncke folgende jährliche Mittelwerthe

Das Thermometer.	Maximum.	Minimum.	Medium.
28 F. über dem Boden	16°,41	5°,86	10°,79
2 F. über dem Boden	16,57	5,84	10,70
berührt den Boden	20,31	7,15	12,25
1½ Zoll unter d. Bod.	13,01	5,19	8,81

Das Mittel aus den Werthen des Mediums der zwei untersten Thermometer weicht nicht beträchtlich ab von dem Mittel der Luft-

temperatur, die Angaben des den Boden berührenden Thermometers aber beweisen eine beträchtliche Steigerung in der Erwärmung des Bodens in Vergleichung zu derjenigen der über ihm liegenden Luftschicht. Aus einer ähnlichen fünfjährigen Beobachtungsreihe erhielt Quételet in Brüssel

Das Thermometer.	Maximum.	Minimum.	Medium.
3m,30 über dem Boden	18°,97	—0°,24	9°,78
0,77 über dem Boden	21,01	0,03	10,30
berührt den Boden	18,89	2,45	10,08
Unter dem Boden	17,20	3,95	9,72

Obgleich die Differenzen weniger auffallend sind, so zeigt sich doch auch hier die Temp. zunächst über dem Boden höher als die Lufttemperatur und höher auch als diejenige unter dem Boden.

So wie aber der Boden am Tage sich durch Absorption stärker erwärmt als die Luft, so erkaltet er auch stärker durch Strahlung in der Nacht. — Thermometer, welche Wells in der Luft, 4 F. über dem Boden, auf einem gleich hoch über dem Boden stehenden 9 QF. haltenden und mit Wolle oder Schwanenflaum bedeckten Bret und im Grase aussetzte, zeigten im August von 6h 25′ Nachm. an, nach 47 Min. vor Sonnenuntergang aber bereits im Schatten, folgende Stände

Stand der Thermometer	6 h,45′	7h	7 h,20′	7 h,40′	8 h,45′
In der Luft, 4′ hoch	15°,9	15°,9	15°,0	14°,5	12°,2
Wolle auf d. Bret, 4′ hoch	12,0	12,5	10,9	9,1	7,0
Schwanenflaum, 4′ hoch	12,5	11,6	10,5	8,6	5,7
Im Grase	11,6	10,5	9,6	5,7	5,5

Die Erniedrigung der Temperatur in Schwanenflaum unter die Lufttemperatur stieg in einem Fall bis auf 8°,3. Die Erde ½ bis 1 Zoll tief unter dem Grase war stets, und zuweilen um 4 bis 5° wärmer als das Gras. Die Erkältung zeigt sich nur in heiteren Nächten, nicht bei bedecktem Himmel, bei windigem, aber hellem Wetter schwächer, als bei Windstille. Bedeckt sich in der Nacht

der Himmel mit Wolken, so steigen die früher zurück gegangenen am Boden liegenden Thermometer. Ein Thermometer, das durch einen hoch über ihm stehenden Schirm geschützt ist, sinkt weniger tief als ein frei liegendes, und die Erkältung ist um so grösser, je mehr Himmel von der erkaltenden Stelle aus sichtbar ist. Metallplatten erkalten weniger, als flockige Substanzen oder Holz, und zuweilen gar nicht. Schneeflächen dagegen sind unter geeigneten Umständen kälter, als die über ihnen stehende Luft. Bei einer Lufttemp. von -5^0 fand WELLS die Temp. des auf Schnee liegenden Schwanenflaums $-9^0,5$, die des Schnee's $-7^0,2$, die des von Schnee bedeckten Grases $-0^0,5$, die der Erde, 1 Zoll tief unter der Oberfläche, 0^0.

Zur Messung der Strahlung nach dem freien Himmelsraume dienen Aethrioskope. Der gebräuchlichste Apparat ist ein Hohlspiegel, in dessen Brennpunkt die geschwärzte Kugel eines Thermometers steht; im Moment der Beobachtung wird der Spiegel dem Himmel zugekehrt. POUILLET bedient sich eines Apparats, den er Aktinometer heisst; ein mit mehreren Lagen Schwanenflaum sehr locker angefüllter Cylinder wird dem Himmelsraum zugekekrt, auf der obersten Lage ruht die Kugel des Thermometers, dessen Stand, verglichen mit einem in der Luft hängenden, die Erkältung anzeigt.

Literatur: MUNCKE, n. G. Art. *Temperatur;* QUÉTELET, *Climat de la Belgique*, 1845. — Ueber nächtliche Strahlung: WILSON, *exper. on cold*, *Ph. Tr.* 1780 *u.* 1781; LESLIE, *exper. on heat and moisture*, 1817; WELLS, *an essay on dew*, 1815, *übers. von Horner*, 1821; MUNCKE, n. G. Art. *Thau, Wärme;* POUILLET, *sur la chaleur solaire*, *Compt. Rend.* 1838, > *Poggd. XLV;* —, *tr. de physique*, *II*, 1841.

97. Geschwindigkeit der Fortpflanzung.

Wie über den täglichen und jährlichen Gang der Wärme an der Oberfläche, können nur längere Zeit fortgesetzte Beobachtungen über das Fortschreiten der Temperatur in die Tiefe zu sicheren Resultaten führen. Es treten einerseits die häufigen Wechsel und Sprünge der oberflächlichen Temperaturen, andererseits die Unregelmässigkeiten des Gesteins im Boden störend ein, und der Einfluss dieser Störungen kann nur in Mittelwerthen sich ausgleichen. —

Die Beobachtung bestätigt die Folgerung der Theorie, dass die Wärme, indem sie nach der Verticale in den Boden eindringt,

gleichmässig fortschreite. — Ueber die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der täglichen Phasen trifft man nur auf wenige Angaben. Quételet fand in Brüssel, dass 1 Fuss in 9,16 Stunden durchlaufen werde; Bravais und Martins erhielten auf dem Faulhorn für 1 Fuss 9,42 Stunden. Das Mittel beider Bestimmungen ist 9^h,29. — Zahlreicher und mehr Sicherheit gewährend sind die Bestimmungen des Fortschreitens der jährlichen Phasen. — Nach den ältesten Beobachtungen, in Zürich durch Ott (1762), durchlief die Wärme in 5 bis 7 Tagen 1 Fuss. — Messungen zu Leith bei Edinburgh, durch Leslie, geben 6 Tage für 1 F. — Muncke hat mehrere Jahre hindurch, theils in Heidelberg, theils in Schwetzingen den Gang der Bodenwärme beobachtet; im Mittel durchlief das jährliche Maximum die Dicke von 5,4 F. bis zum tiefsten Thermometer in 24,5 Tagen, das Maximum dieselbe Dicke in 18,5 Tagen, die mittlere Geschwindigkeit wäre also ungefähr 4 Tage für 1 Fuss. — Die Beobachtungen von Rudberg in Upsala führen zu einer Geschwindigkeit von 1 F. in 6 Tagen; eben so die von Arago in Paris. — Bischof in Bonn fand 1 Fuss in ungefähr 5 Tagen. — Für Brüssel fand Quételet 1 Fuss in 6 Tagen. — In Edinburgh hat Forbes Messungen in drei verschiedenen Steinarten vorgenommen; es ergab sich für die Maxima ein Fortschritt von 1 Fuss im Trapp in 6,82 Tagen, im Sand in 6,43 T., im Sandstein in 3,92 T., für die Minima, im Trapp in 6,25 T., im Sand in 5,58 T., im Sandstein in 3,46 T., im Mittel also ein Fortschritt von 1 Fuss im Trapp in 6,5 Tagen, im Sand in 6,0 Tagen, im Sandstein in 3,7 Tagen. — Aus den Beobachtungen von Caldecott zu Trevandrum an der Küste von Malabar leitet Quételet eine Geschwindigkeit von 1 F. in 3 — 4 Tagen ab, jedenfalls daher eine grössere als in unseren Klimaten. — Schliesst man die ältere Bestimmung von Zürich und diejenige aus Ostindien aus, so durchlaufen in unseren Klimaten die jährlichen Temperaturphasen 1 Fuss in 5,8 Tagen. Der 14te Theil dieser Geschwindigkeit gibt für diejenige der täglichen Phasen 9,87 Stunden. — Berechnet man nach dem gefundenen Mittelwerth, in welcher Tiefe sich eine der jährlichen Phasen befinden werde, zur Zeit, da die gleichnamige Phase an der Oberfläche eintritt, so ergeben sich fast genau 60 F., wie auch de Saussure schon ge-

funden hatte. Es ist diess also der Abstand, der längs der Verticale in den Boden eindringenden jährlichen Maxima, Minima oder Media; in 30 F. Tiefe wird das Maximum eintreffen, wenn die Oberfläche sich in dem Minimum befindet und umgekehrt. Aus der directen Beobachtung ergeben sich folgende Epochen des Eintreffens der verschiedenen Phasen:

Orte.	Bodenart.	Maximum.			
		3 Fuss.	6 Fuss.	12 Fuss.	24 Fuss.
Bonn	Sand		15. Aug.	18. Sept.	16. Nov.
Brüssel		15. Aug.	16. Sept.	12. Oct.	15. Dec.
Edinburgh	Trapp	17. Aug.	2. Sept.	15. Oct.	6. Jan.
—	Sand	7. Aug.	28. Aug.	8. Oct.	27. Dec.
—	Sandstein	13. Aug.	27. Aug.	19. Sept.	4. Nov.
		Minimum.			
Bonn	Sand		15. Febr.	18. Mars	16. Mai
Brüssel		21. Febr.		19. April	16. Juni
Edinburgh	Trapp	21. Febr.	19. Mars	22. April	8. Juli
—	Sand	21. Febr.	11. Mars	22. April	27. Juni
—	Sandstein	15. Febr.	24. Febr.	20. Mars	6. Mai

Der 19mal kleinere Abstand der täglichen Phasen beträgt zwischen den gleichnamigen Phasen 3,16 F., zwischen den entgegengesetzten 1,58 F.

Von der Geschwindigkeit der Fortpflanzung, der Intensität der Kälte und der Dauer der Zeit, während welcher die Temperatur unter 0^0 steht, ist die Tiefe abhängig, bis zu welcher der Boden im Winter zufriert. In Brüssel war der Winter von 1837 auf 38 ungewöhnlich streng, der Frost hielt 2 Monate an, die Kälte erreichte $-20^0,6$, der Boden fror zu bis in eine Tiefe von $0^m,7$ oder 26 Zoll; in immer noch strengen Wintern dringt der Frost nicht tiefer abwärts als $0^m,5$ oder 19 Zoll, und die Kälte muss wenigstens 8 Tage anhalten und auf -11^0 hinabgehn, damit der Frost merkbar in den Boden eindringe.

Zur Bestimmung der Bodentemperatur dienen gewöhnliche Thermometer, deren Röhren so lang sind, dass sie über dem Boden hervorragen;

man kann auch, nach Bischof, Gefässe mit Wasser gefüllt, in den verschiedenen Tiefen eingraben, sie zu der gegebenen Zeit hervorziehen und die Temperatur des Wassers bestimmen, oder auch, zu gleichem Zweck, mit Hülfe einer Pumpe das Wasser an die Oberfläche heben. Die mittleren Bodentemperaturen sind in älterer Zeit häufig aus den Temperaturen der Quellwasser abgeleitet worden, indem man beide als identisch betrachtete. Da jedoch viele Quellen Thermen sein können, viele auch die tiefere Temperatur des höheren Bodens besitzen, so gewährt diess Verfahren wenig Sicherheit.

Literatur. Lambert, *Pyrometrie*, 1779; de Saussure, *voyages* §. 1423; Dove, *über Bodenwärme*, *Repert. III*, 1839; Muncke, n. G. Art. *Erde* und *Temperatur*; Kupffer, *Temp. der Quellen*, *Poggd. XXXII*; Rudberg, *über Temp. der Erdrinde*, *Poggd. XXXIII* u. *XXXIX*; Poisson, *théorie de la chaleur*, 1835; Bischof, *Wärmelehre*, 1837; Forbes, *conduct. power of diff. soils*, *Edinb. ph. J.*, 1841; —, *exper. on the temp. of the earth*, *Ed. P. Tr. XVI*, 1846; Quételet, *climat de la Belgique*, 1845.

98. Spielraum.

Wenn man die Constanten der Gleichung (1), welche den Logarithmus des Spielraums $\triangle_p$ in einer Tiefe p ausdrückt, für verschiedene Orte aus dem Spielraum $\triangle_0$ an der Oberfläche und einem direct gefundenen Spielraum für die gegebene Tiefe p bestimmt, so erhält man zwar nicht übereinstimmende Werthe, weil die Breite des Ortes, die Leitungsfähigkeit des Bodens und andere locale Factoren auf dieselben Einfluss haben; es dient jedoch die für jeden einzelnen Ort berechnete Gleichung zur Bestimmung mehrerer für diesen Ort geltender Verhältnisse, deren Zusammenstellung immerhin zu allgemeinen Resultaten führt. Betrachtet man nämlich $0^0{,}01$ als eine an unseren Thermometern nicht mehr bemerkbare Grösse, so erhält man vermittelst der Formel die Tiefe, in welcher die jährlichen Veränderungen verschwinden, oder die Tiefe constanter Temperatur, und durch Division mit 19, oder durch directe Bestimmung, die Tiefe, in welcher die täglichen Veränderungen unmerklich werden. — Die ersten Beobachtungen dieser Art wurden, nach der von Lambert ertheilten Anleitung, vom J. 1762 an, während $4\frac{1}{2}$ Jahren durch Ott in Zürich ausgeführt. Aus neueren Bestimmungen erhält man, nach der Berechnung von Quételet und Forbes, folgende Werthe:

Ort der Beobacht.	Breite.	Bodenart.	Gleichung.	Jährlicher Splr. = 0	Täglicher Splr. = 0
Upsala	59°,52'N	—	1,3289—0,0589 p	in 61,9 F.	in 3,26 F.
Edinburgh	55,57	Trapp	1,105 —0,0545 p	57,3	3,02
—	—	Sand	1,174 —0,0477 p	66,6	3,51
—	—	Sandstein	1,060 —0,0311 p	98,9	5,21
Brüssel	50,51	—	1,1512—0,0412 p	76,6	4,03
Bonn	50,44	Sand	1,1227—0,0430 p	72,6	3,82
Heidelberg	49,24	Thonboden	1,3468—0,0402 p	83,3	4,38
Paris	48,50	—	1,3723—0,0486 p	69,4	3,65
Trevandrum	8,11	Lateritboden	0,7466—0,0647 p	53,6	2,82

Schliesst man die letzte Bestimmung aus der heissen Zone aus, so erhält man als mittlere Tiefe, in welcher der tägliche und jährliche Spielraum in Mittel- und Nordeuropa verschwinden, 3,86 F. und 73,33 F. — Eine Abnahme der Tiefen unter niedrigeren Breiten, wie die Theorie sie erwarten lässt, geht aus diesen Angaben nicht hervor, die localen Einflüsse der Bodenart und das Klima scheinen den Einfluss der Breite zu überwiegen. — An der Küste von Malabar mögen die langen Regen die Temperatur der Oberfläche in grössere Tiefen führen, so wie sie auch den für diese Breite beträchtlichen Spielraum von 5°,6 in der Lufttemperatur verursachen. In der heissen Zone von Südamerika fand Boussingault die täglichen Schwankungen bereits in 1 F. Tiefe unmerklich und das Thermometer zeigte Monate lang nur Veränderungen von 0°,1 bis 0°,2; es müssen daher die jährlichen Schwankungen in einer Tiefe von weniger als 20 F. verschwinden.

Der Werth von $B = \frac{\sqrt{\pi}}{a} \log e$ führt unmittelbar zur Kenntniss der Grösse $a = \frac{\sqrt{\pi}}{B} \cdot \log e$. Es ist aber (44)

$$a = \sqrt{\frac{k}{c}}$$

und es lässt sich demnach aus dem durch die Beobachtung gegebenen a, wenn die relative Wärme c der Bodenart bekannt ist, das specifische Leitungsvermögen k bestimmen. Es ergeben sich auf diese Art, mit Beiziehung der früher für Paris mitgetheilten Bestimmungen und auf den Meter bezogen, folgende Werthe:

Orte.	Bodenart.	a	c	k
Paris	—	5,117	0,5614	14,697
Edinburgh	Trapp	4,588	0,5283	11,120
—	Sand	5,242	0,3006	8,260
—	Sandstein	8,040	0,4623	29,384

Die Bekleidung des Bodens mit Wald, Grasarten oder Schnee muss als eine äussere Bodenschicht, die Oberfläche dieser Bekleidung als die wahre Aussenfläche des Bodens betrachtet werden. Ein auf dem Erdgrunde stehendes Thermometer befindet sich daher in ähnlicher Lage, wie ein in den Boden eingesenktes, und sein täglicher und jährlicher Spielraum wird geringer sein, als derjenige eines frei ausgesetzten; der geschützte Boden wird am Tage und im Sommer sich weniger erwärmen, in der Nacht und im Winter weniger erkalten, als der ungeschützte. — Directe Messungen bestätigen diese Folgerung. S. Williams beobachtete während der Sommermonate 1789 im Staate Vermont zwei Thermometer, das eine 10″ tief in offenem Feldboden, das andere gleich tief im Waldboden, und fand im Mittel das letztere tiefer als das erstere, im Mai um $5^0,77$, im Juni um $8^0,62$, im Juli um $7^0,62$, im August um $5^0,29$, im October und November standen beide gleich. Im vorhergehenden strengen Winter fand Tessier zu Andonville in der Beauce den Boden, wo er vom Schnee entblösst war, 34″ tief, den schneebedeckten nur 22″ tief gefroren.

Nach Mallet soll sich der jährliche Spielraum der Bodenwärme im Sommer durch eine Hebung, im Winter durch eine Senkung äussern, und diese langsamen Schwankungen sollen auch auf mehreren Sternwarten in England beobachtet worden sein. Da jedoch schon in 30 F. Tiefe das, allerdings geschwächte Maximum herrscht, wenn die Oberfläche sich im Minimum befindet, so scheinen die Einflüsse auf das Volumen sich ausgleichen zu müssen.

Literatur. S. o.; S. Williams, *cit. von* Bronn, *Gesch. der Natur II;* Tessier, *obs. pendant la gélée etc.*, *M. de l'Ac.*, 1789; Mallet, *l'Inst.*, 1846.

99. Mittlere Bodentemperatur.

Die Folgerung der Theorie, dass die mittlere Jahreswärme an der Oberfläche der constanten Temperatur im Inneren auf derselben Verticale gleich sei, wird im Allgemeinen durch die Erfahrung bestätigt. Es ist z. B. unter der Breitenisotherme von 10^0 im Inneren des Bodens das Mittel der veränderlichen Temperaturen in jedem Punkt der Verticale ebenfalls ungefähr 10^0; es wird auch auf Gebirgen, wenn z. B. die Mittelwärme der Luft auf dem Faulhorn $-2^0,3$ ist, die Temp. des Bodens nicht weit davon entfernt sein. Eine vollkommene Uebereinstimmung ist nicht zu erwarten, da eine sichere Bestimmung, sowohl der oberflächlichen Lufttemperatur, als der inneren constanten Temperatur an sich schwierig ist, und beide überdiess unter dem Einfluss anderer störender Einwirkungen stehn. Es muss bereits in der Oberfläche des Bodens die Temperatur um den Betrag des Einflusses der Erdwärme, in Paris also um $\frac{1}{28}$ Grad oder $0^0,04$, höher sein als die mittlere Luftwärme, und tiefer abwärts muss dieser Ueberschuss für je 1 Fuss Zunahme der Tiefe um ungefähr $0^0,01$ wachsen. Es übt ferner an der Oberfläche die Ungleichheit der Absorption und Strahlung Einfluss aus, und in grösserer Tiefe wird die Temperatur modificirt durch die herabdringenden atmosphärischen Wasser.

Unter allen Isothermen, deren Temp. unter 0^0 ist, muss der Boden in der Tiefe, wo die Veränderungen der Temperatur zu verschwinden anfangen, stets gefroren sein. Oberhalb dieser Tiefe thaut er im Jahr so lange auf, als die bis da vorgedrungene Temperaturphase über 0^0 ist; unterhalb derselben steigt die Temp. mit wachsender Tiefe und von einer gewissen Tiefe an steht die Bodenwärme constant über 0^0. Da der grössere Theil von Sibirien und ein beträchtlicher Theil von Nordamerika nördlich von der Isotherme von 0^0 liegen, so thaut in diesen Ländern der Boden nur einen Theil des Jahres auf und bleibt in einer grösseren Tiefe fortdauernd gefroren. Directe Beobachtungen in einem vom Kaufmann Schergin in Jakuzk abgesenkten Schacht bestätigen diese Folgerung; es fand sich nämlich Anfangs April die Temp. in einer Tiefe von

7	engl.	Fuss	—18°,0
15	„	„	—12,5
50	„	„	— 8,0
100	„	„	— 6,8
200	„	„	— 5,0
300	„	„	— 4,0
382	„	„	— 3,0

Da die mittlere Lufttemperatur in Jakuzk —8°,1 ist, so sind die tieferen Temperaturen oberhalb 50 F. dem Einfluss des Winters zuzuschreiben; die Mitteltemperatur wurde erreicht bei 50′ und tiefer abwärts steigen die Temperaturen sehr rasch durch die ungewöhnlich schnell vordringende Erdwärme. — Im Nertschinsker Gebiet, unter 52° N Breite, thaut der Boden im Sommer bis 9 F. tief auf, weiter abwärts fand man ihn bis 42 F. tief stets gefroren. — Zu Fort-Simpson, unter 62°,1′ N Breite am Mackenzie, erreichte man im October den gefrorenen Boden in 10 F. 7″ Tiefe, soll ihn aber, obgleich die mittlere Jahreswärme —4° beträgt, nur 6¼ F. dick gefunden haben. — Zu York-Factory, unter 57° N. B., war im October der Boden 3 F. tief aufgethaut, dann folgte eine 17½ F. dicke gefrorene Schicht. — Dass auch die Höhenisothermen von 0° und negativen Graden mit einem in der Tiefe gefrorenen Boden zusammentreffen, in den Alpen also in einer Höhe von ungefähr 7000 F. der Boden in einer gewissen Tiefe das ganze Jahr gefroren bleibe, lässt sich nicht bezweifeln, ist aber bis jetzt nicht direct bestätigt worden, da sich zum Einsenken tieferer Schachte in so grossen Höhen keine Veranlassung findet.

100. Anomalien der Bodentemperatur.

Es lassen sich auch die Einflüsse, durch welche wesentliche Abweichungen der Bodenwärme von der Mitteltemperatur der Orte herbeigeführt werden, eintheilen in positive und negative, je nachdem sie eine Erhöhung oder Depression der Bodenwärme erzeugen. Positive Störungen finden statt, wo heisse Gase und Dämpfe durch den Boden aufsteigen (58), oder auch vorübergehend in der Nähe vulcanischer Eruptionen (86).

Die schnellere Zunahme der inneren Erdwärme zu M. Massi in Toscana (37) glaubt Pilla durch ein mit der vulcanischen Thätigkeit in Verbindung stehendes höheres Ansteigen der Chthonisothermen erklären zu müssen; und ein ähnliches Ansteigen, welches auch die Ursache davon sei, muss auch wohl zur Erklärung der raschen Zunahme der inneren Wärme bei Neuffen (37) und zu Cessingen in Luxemburg (l'Institut 1840) angenommen werden. Im Erzgebirge fand Reich an mehreren Stellen die Bodenwärme um $0^0,8$ bis $1^0,1$ höher als die Luftwärme, und er hält sich für berechtigt für die ganze Gegend im Mittel die erstere um 1^0 höher als die letztere festzusetzen. — Dass in nördlichen Gegenden, wo vorzugsweise Sommerregen fallen, und das Eindringen der kalten Wasser im Winter und Frühjahr durch den Frost verhindert wird, die Bodentemperatur höher sein müsse, als die mittlere Lufttemperatur, ist von Wahlenberg, von Buch und Kupffer behauptet, von Bischof u. a. bestritten worden. Wenn man jedoch, nach wahrscheinlichen Werthen, die Tiefe, in welche z. B. bei Stockholm, die Regenwasser eindringen, gleich 10 F. annimmt, die Höhe des im Sommer fallenden Regenwassers gleich 1 F., die Dichtigkeit der Bodenart gleich 2, ihre Wärmecapacität gleich 0,2, die Mitteltemperatur in Stockholm gleich $5^0,7$, die Temperatur der Sommerregen gleich 12^0, so ergibt sich nach der Formel, welche die Temperatur eines Gemenges ausdrückt (4), als Bodentemperatur $6^0,9$. Es haben auch wirklich die zuerst angeführten Beobachter die aus der Quellentemperatur bestimmte Bodenwärme in Skandinavien, Nordrussland und Sibirien um 1 und mehrere Grade höher gefunden, als die mittlere Lufttemperatur. In Irkuzk fand Erman die Wärme der Quellen $+3^0,75$, während die mittlere Lufttemperatur $-0^0,2$ ist; es fallen aber auch 0,9 der jährlichen Regenmenge auf den Sommer, auf die Monate April bis September, und den übrigen Theil des Jahres ist der Boden gefroren. Negative Störungen der Bodenwärme sind häufiger und allgemeiner als positive. — Es ist vorerst der Grund der See'n und Meere kälter als die Temperatur der darüber liegenden Isotherme, weil die ihn berührende Wasserschicht die tiefste Temperatur, welche die Oberfläche im Laufe des Jahres erhielt, in die Tiefe geführt hat (40). Nur in Gegenden, deren Mitteltemperatur 0^0 oder nahe

bei 0^0 ist, werden Südwassersee'n eine Ausnahme von dieser Regel bilden, weil das Wasser bei $+4^0$ seine grösste Dichtigkeit hat; der Seegrund wird eine wenig von $+4^0$ entfernte Temperatur haben, die Störung wird eine positive sein. Die Temperatur des Grundes höherer Alpensee'n, auf dem S. Gotthard, der Grimsel, dem S. Bernhard wird höher sein, als die Mitteltemperatur dieser Pässe. Derselbe Fall tritt ein für alle See'n und Meere in Gegenden, deren Mittelwärme beträchtlich tiefer als 0^0 ist; die an der Oberfläche gebildete Eisdecke schützt das tiefere Wasser gegen den unmittelbaren Einfluss der Kälte, dasselbe bleibt daher flüssig und theilt seine höhere Wärme auch dem Boden mit. — Eine negative Störung üben die Gletscher auf ihren Grund aus, wo sie in Gegenden hinabgehn, deren Mittelwärme über 0^0 ist. Es kann nämlich die Temperatur des Gletscherbodens nicht beträchtlich über 0^0 stehn, weil der Gletscher sonst abschmelzen würde, und weil auch durch das Abschmelzen, das wirklich statt findet, fortwährend Wärme latent wird, die nur dem Boden entzogen werden kann. Auch auf ihre weitere Umgebung müssen die Gletscher erkältend einwirken, weil die Wärme dem kalten Gletschergrunde zuströmen wird. Nach einjährigen Beobachtungen der Bodentemperatur in 4 F. Tiefe fand Bischof die mittlere Jahreswärme in Grindelwald gleich $7^0{,}3$, am Fuss des Mettenberges, in der Mitte ungefähr zwischen dem Dorf und dem Gletscher, aber allerdings auch länger beschattet als das Dorf, nur $5^0{,}0$, nahe am Gletscher nur $1^0{,}7$. — So wie das Gletschereis eine Depression der Bodenwärme verursacht, so kann umgekehrt die Bildung und Erhaltung von Eis veranlasst werden durch Verhältnisse, welche eine dauernde Erkaltung des Bodens erzeugen. Es trifft dieser Fall ein in den natürlichen Eishöhlen oder Eisgrotten, deren Grund das ganze Jahr mit Eis bedeckt ist, wie in der Baume von Besançon, in der Eishöhle S. George am Jura oberhalb Rolle und in zwei anderen, am M. Brezon und im Thale des Reposoir in Savoyen, im Schafloch am Thunersee. Alle diese Höhlen ziehn sich ziemlich tief abwärts in den Berg hinein und kommen in höheren Gebirgen vor; die sich hinabsenkende kalte Luft des Winters kann bei gänzlichem Mangel an Luftzug nicht wieder heraustreten, und das in dieser Jahreszeit im Grunde

gebildete Eis erhält sich in der kalten Umgebung eben so, wie in künstlichen Eisgruben, oder wie auf der Somma bei Neapel unter einer Bedeckung von Blättern. Von Erde und Schutt bedeckter Lawinenschnee trotzt in den tieferen Alpenthälern oft den ganzen Sommer hindurch der Wärme. — Eine andere Erklärung fordern die Wetterlöcher oder Windhöhlen (*Ventarole*), in denen, besonders im Sommer, kalte Winde aus dem stark zerklüfteten Gestein ausströmen. Sie liegen am Fuss von Gebirgen, oder selbst von niedrigen Hügeln, und werden in Italien häufig zu Weinkellern (*Cantine*), in der Schweiz zu Milchkellern benutzt. Zu den bekannteren in Italien gehören die Cantinen auf Ischia, am M. Testaceo bei Rom, bei Terni, bei Caprino gegenüber Lugano, bei Chiavenna, in der Schweiz diejenigen im Schächenthal, von Seelisberg und auf Emmeten am Vierwaldstättersee, auf der Blummatt bei Stanz, zu Hergiswyl am Pilatus. Der Wind strömt im Sommer aus den Klüften auswärts, bei gutem Wetter stärker als bei regnerischem, im Winter soll umgekehrt die Luft einwärts gezogen werden. Die Temperatur des ausströmenden Windes fand DE SAUSSURE am M. Testaceo im Juli $6^0,5$ bei einer äusseren Temp. von $25^0,6$, diejenige von Caprino im Juli $2^0,9$, im August $5^0,6$; KELLER fand die Luft in den Milchhüttchen am Seelisberg im Juli auf 4^0, in den Felsspalten aber nahe bei 0^0, und in mehreren Spalten hatte sich Eis gebildet, das erst Ende Sommers ganz wegschmelzen soll. Der Luftzug muss wohl, wie bei Schornsteinen oder in Grubenwerken, aus der ungleichen Dichtigkeit der Luft im oberen und unteren Theil der den ganzen Berg durchsetzenden Klüfte erklärt werden, und, da die Erkältung grösser ist, als man sie in dem höheren Theil der Spalten voraussetzen darf, so muss die Dampfbildung zu ihrer Vermehrung beitragen. — In Ländern, welche trockene Sommer und häufige Winterregen haben, wie Norwegen, Italien, die Canarischen Inseln und viele Gegenden zwischen den Tropen, ist die Bodenwärme niedriger als die mittlere Luftwärme. Bei Bergen, dessen Luftwärme $6^0,7$ ist, fand BOHR die Quellentemp. gleich $5^0,7$; eine Quelle in der Gegend von Rom, dessen Mittelwärme $15^0,5$ ist, hatte, nach VON BUCH, im August nur $11^0,9$; bei der Havanna fand FERRER die

Lufttemp. 25°,6, die Quellentemp. 23°,5; zu Cumana setzt v. Humboldt die Luftt. gleich 28°, die Quellent. gleich 25°,6. In England, wo der Regen ziemlich gleichmässig auf das Jahr vertheilt und der jährliche Spielraum der Temperatur gering ist, findet kein merklicher Unterschied statt zwischen Luft- und Quellenwärme, und auch auf den Hochflächen von Südamerika fand Boussingault beide Temperaturen unter sich übereinstimmend.

Zur Darstellung der Vertheilung der Bodenwärme auf der Erdfläche hat Kupffer den übrigen thermischen Linien die Isogeothermen, oder Curven gleicher Bodentemperatur beigefügt. Die Isogeothermen nähern sich in Klimaten häufiger Winterregen etwas mehr dem Aequator, als die Isothermen gleicher Lufttemperatur, in Klimaten vorherrschender Sommerregen aber mehr dem Pole. Der Uebergang muss in Europa ungefähr in Frankreich und Deutschland statt finden; es fallen daselbst, wie auch in Grossbritanien, die Isogeothermen und Isothermen gleicher Wärme zusammen. In Basel scheint, nach Merian, die Quellenwärme nicht wesentlich von der mittleren Lufttemperatur abzuweichen. — Zur directen Bestimmung der Isogeothermen kann, wie zu derjenigen der Isothermen, die Formel von Mayer (283) benutzt werden, und sowohl Kuppfer als Kämtz haben mit ihrer Hülfe aus bekannten Bodentemperaturen die Lage der Isogeothermen von 25°, 20°, 15° ... bis 0° für verschiedene Meridiane berechnet. Nach Kämtz geht die wichtige Isogeotherme von 0°, oder die südliche Grenze des immer gefrornen Bodens, durch die Hudsonsbay, Spitzbergen und Nord-Sibirien.

Literatur: Wahlenberg, *de veget. et clim. in Helv.*, 1813; —, *über Quellenwärme in Schweden*, *Gilb. Ann. XLI*; de Humboldt, *des lignes isothermes*, *M. d'Arcueil III*, 1817; von Buch, *über Quellentemp.*, *Gilb. Ann. XXIV*; —, *Erd-Temper.*, *Gilb. Ann. XLI*; —, *über Quellentemp.*, *Poggd. XII*; Kupffer, *Luft- u. Bodentemp. im östl. Russland*, *Poggd. XV*; —, *über die Temperat. der Quellen*, *Poggd. XXXII*; Erman, *Bodentemp. von Berlin*, *Berl. Dkschr.*; 1818—1819; —, *Temp. v. Königsb.*, *Poggd.*, *XI*, 1827; Merian, *üb. d. Wärme der Erde in Basel*, 1823; Kämtz, *Meteor.*, *II*; Bischof, *Wärmelehre*, 1837; Muncke, n. G. Art. *Quelle* und *Temperatur*. — Ueber Eisgrotten und Windhöhlen: Nollet, *observ. en Italie*, *M. de l'Acad.*, 1749; de Saussure, *über die kalten Winde*, *die aus der Erde dringen*, *Nichols. Journ.* 1797, > *Gilb. Ann. III*; —, *voyages*; Cotte, *observ. therm.*, *J. de Ph. LXVIII*, 1809; Parrot, *Physik der Erde*, 1813; Pictet, *sur les glacières natur.*, *Bibl. univ. XX*, 1822; Dufour, *sur la caverne du Rothhorn (Schafloch)*, *Bibl. univ. XXI*; de Luc, *des glac. nat.*, *Ann. de Ch. XXI*, 1822; Horner, n. G. Art. *Eis*; Muncke, n. G. Art. *Höhle*; Keller, *Wetterlöcher und Eisgrotten in den Schweizeralpen*, 1839; Reich, *Beobachtungen im sächsischen Erzgebirge*, 1834.

IV. TEMPERATURZUSTÄNDE DER GEWÄSSER.

A. Das Waſſer in ſtarrem Zuſtande.

101. Gefrieren der Gewässer.

Stehende Gewässer, See'n und Meere, welche an der Oberfläche erkalten, lassen das schwerer gewordene Wasser in die Tiefe sinken und wärmeres aufsteigen, bis die Temperatur der ganzen Masse so weit sich erniedrigt hat, dass bei fortgehender Erkaltung die Dichtigkeit wieder abnimmt. Es wird süsses Wasser bis auf $+4^0$ erkalten, bis die inneren verticalen Strömungen aufhören, Meerwasser bis auf ungefähr -3^0, (9). Die Temperatur des ersteren wird dann an der Oberfläche noch um 4^0 tiefer sinken müssen, bevor das Gefrieren beginnt, das letztere wird sogleich zu gefrieren anfangen, so wie die innere Bewegung ihr Ende erreicht hat. Es wird daher auch die Eisbildung um so später eintreten, je tiefer die Wassermasse ist; ein seichtes Wasser wird nach wenig Zeit schon bis auf den Grad grösster Dichtigkeit erkaltet sein, bei tiefem Wasser muss die Kälte länger anhalten, bevor diese Grenztemperatur bis auf seinen Grund vorgedrungen sein kann. Da jedoch der Gefrierpunkt einen Spielraum mehrerer Grade hat, so kann das Gefrieren, je nachdem das Wasser in Ruhe oder in Bewegung ist, je nachdem ferner die Kälte plötzlich oder langsam vorschreitet, auch früher oder später beginnen; bei schnellem Gefrieren wird ferner, im Meerwasser, die Ausscheidung des Salzes weniger vollständig geschehen, als bei langsam zunehmendem Frost. In allen Fällen wird das Eis sich zuerst an der Oberfläche bilden und seine Decke wird, bei fortschreitendem Frost, von unten her zunehmen, so wie die Wärme der tieferen Wasserschichten sich durch Fortleitung nach oben verliert. — Die Eisbildung beginnt, wie jede Krystallisation, an festen Anhaltspunkten, daher an den Küsten, oder am Rande von Seepflanzen oder schwimmender Körper, und schreitet von da weiter vor. Bei grösserer Ausdehnung der Wasserfläche bildet sich jedoch auch im freien Wasser Eis. Es entstehn, nach Scoresby, in offener See Eisnadeln und Schnee

ähnliche Gruppen, die sich bald an einander schliessen und eine schlammartige Decke (*Sludge*) zu bilden streben, die stets von dem Wellenschlag wieder zerrissen wird; aus den Trümmern dieser Decke gehn Stücke von höchstens 3 Zoll Durchm. hervor, die an Umfang und Dicke zunehmen, durch die Bewegung aber zugleich sich abrunden und einen scharfen Rand erhalten, daher Pfannkuchen (*Pankakes*) heissen, und oft einen Umfang von mehreren Klaftern und über 1 Fuss Dicke erreichen; aus der Vereinigung dieser Scheiben entstehn die Treibeistafeln (*Floes*) und grösseren Eisfelder (*Packs*), die sich zuletzt zu einer festen Eisdecke verbinden (I, 225).

Bei fliessenden Gewässern treten andere Verhältnisse ein. Die ungleichen und stets wechselnden Geschwindigkeiten der einzelnen Wasserstrahlen, und die häufigen Veränderungen ihrer Richtung, lassen eine schichtweise Ordnung des Wassers nach seiner Dichtigkeit nicht zu und bewirken eine abnorme Vertheilung oder gänzliche Gleichförmigkeit der Temperatur in der Wassermasse. Hugi in Solothurn, Merian in Basel, Fargeau in Strassburg, Duhamel in Paris haben das Wasser der benachbarten Ströme während der Eisbildung auf dem Grund und nahe an der Oberfläche auf 0^0, oder auf dem Grund auf 0^0 und über demselben einige Grade über 0^0 gefunden. Daher beginnt in Strömen die Eisbildung auf dem Grund, wo sich Anhaltspunkte finden; es entsteht Grundeis (I, 225). Die äussere Temperatur steht meist beträchtlich unter 0^0 und die Kälte ist einige Zeit anhaltend gewesen, bevor sich Grundeis bildet. Hales beobachtete die Bildung des Grundeises bei -9^0 Temp. der Luft. Desmarest bei derselben Temp., Hugi bei -5^0, und -11^0, Fargeau bei $-13^0{,}7$, Faskowski bei $-11^0{,}2$. Strehlke dagegen sah Grundeis nicht lange nach vorhergegangenem Thauwetter entstehn, und hält es für wahrscheinlich, dass auch in seichten Meeren, wie in der Ostsee, sich Grundeis bilde, daher vielleicht das mit Erde bedeckte Treibeis (I, 192) aufgestiegenes und umgewendetes Grundeis sein möchte. Nach den Mittheilungen von Desor nehmen auch in Amerika die Naturforscher und Seefahrer an, dass auf dem seichten Grund der Bank von Neu-Fundland sich Grundeis bilde. Gay-Lussac glaubt, dass die von Knight, nach einer

sehr kalten Nacht, in einem Strom beobachteten schwimmenden Eisnadeln bei der Bildung des Grundeises vorzugsweise mitwirken, und Arago ist einer ähnlichen Ansicht nicht abgeneigt, während Horner, Merian, u. a. die zuerst gegebene Erklärung für genügend halten. — Die Entstehung des Eises an der Oberfläche der Ströme wird vorzüglich durch die Bewegung gehemmt, welche die dünnen Eislager zertrümmert und das entstandene Eis fortreisst. Daher schneller fliessende Ströme bei Kältegraden nicht zufrieren, bei welchen langsamer fliessende sich mit Eis bedecken; daher auch ein Strom bei hohem Wasserstand weniger schnell zufriert, als bei niedrigem. Vermag bei anhaltender Kälte auch die Oberfläche dem Frost nicht zu widerstehn, so fliesst das Wasser in einem rings von Eis umschlossenen Kanal, der sich immer mehr verengt, bis zuletzt alle Flüssigkeit erstarrt und jede Bewegung aufhört.

In Wasserfällen findet die fortdauernde Mengung der Wasserstrahlen und die daraus hervorgehende Gleichförmigkeit der Temperatur in noch höherem Grade statt, als in Strömen, und die rasche Bewegung hindert jede Eisbildung in der herabstürzenden Masse. An Staubbächen jedoch will man ein Gefrieren der Tropfen während des Falls beobachtet haben, so in Lauterbrunnen. Eine grössere Eisbildung geht vor am oberen Rand, an der Rückseite und zu beiden Seiten des Falls, wo die Bewegung schwächer ist, und vorzugsweise am Fuss des Sturzes. Hier erhebt sich, theils aus den abgebrochenen, vom Wasser weggerissenen Stalaktiten, theils durch das Gefrieren des vom Boden abfliessenden Wassers ein Eiskegel, der wie ein Gletscher an der Felswand aufsteigt und mit dem stalaktitischen Eisüberzug derselben verwächst.

Literatur: s. I, 226; Hales, *vegetable statics*, 1731; Knight, *of ice found in the bottoms of rivers*, *P. T. CVI*, 1816; Merian, *über Grundeis*, *Meisn. Ann.*, 1824; Hugi, *sur la glace au fond des eaux*, *Bibl. univ. XLI*, 1829; Arago, *über Grundeis*, *Annuaire* 1833, > *Poggd. XXVIII*, *Unterh. II*; Strehlke, *über Grundeis*, *Poggd. XXVIII*, 1833; Horner und Muncke, im n. G. Art. *Eis* und *Meer*; Otto, *NG. des Meeres*, 1792; Forster, *Bemerkungen auf einer Reise um die Welt*, 1783; Scoresby, *vom Polareis*, *Wern. Soc.* 1815, > *Gilb. Ann. LXII*; Faskowski, *s. l. glace au fond du Rhin*, *l'Inst. Sept.* 1846; Mohr, *über Grundeisbildung*, *Poggd. XLIII*; Desor, *glaces flottantes*, *l'Inst.* 1847.

102. Das Polareis.

Der feste Boden besteht auf einem beträchtlichen Theil der Erdfläche, theils vorübergehend, theils permanent, aus Eis.

Denkt man sich unter den thermischen Curven beider Halbkugeln diejenigen zwei, welche im Mittel einer genügenden Zahl von Jahren die äussersten Grenzen bezeichnen, bis zu welchen das Meer im Sommer gegen die nördliche und südliche Gegend der Kältepole vorzudringen vermag, so umschliesst jede derselben eine Zone des ewigen Polareises. Zwei weiter von der Polargegend abstehende Curven werden die Grenzen anzeigen, bis wohin das Meer in der kalten Jahreszeit durch das Polareis zurückgedrängt wird. Die ersteren Curven sind die Sommergrenzen, die letzteren die Wintergrenzen des Polareises. — Die Lage dieser Linien auf der Erde wird zunächst durch Temperaturzustände bestimmt; die Sommergrenzen stehn in naher Beziehung zu einer Isothere, die sich indess bis jetzt nicht genauer angeben lässt, die Wintergrenzen hangen auf ähnliche Weise mit einer zu bestimmenden Isochimene zusammen. Einen wesentlichen Einfluss üben die Strömungen aus, durch welche Wasser von höherer oder tieferer Tnmperatur oder Treibeis in Breiten geführt wird, deren thermische, durch die Lufttemperatur bestimmte Linien mit diesen Wassertemperaturen nicht übereinstimmen mögen, und es ist klar, dass die letzteren in engerer Verbindung mit den Sommer- und Wintergrenzen des Polareises stehn, als die Lufttemperaturen. Vom wichtigsten Einfluss auf die Grenzen des Polareises ist aber die Configuration des Erdbodens, die Vertheilung von Land und Meer. Die grössere Intensität der Winterkälte auf dem festen Lande, die Beförderung der Eisbildung durch feste Anhaltspunkte, der geringere Wechsel des Seewassers durch Strömungen, oder seine Erkältung durch ausmündende Flüsse, die verminderte Bewegung des Wassers, begünstigen die Entstehung der Eisfelder in der Nähe der Küsten in so hohem Grade, dass man früher die Nähe des Landes als eine nothwendige Bedingung zur Entstehung des Meereises betrachtete.

Scoresby zieht die Sommergrenze des nördlichen Polareises

von der Südspitze von Grönland, ungefähr 1^0 nördlich von Jan-Mayen, gegen das Nordcap, biegt sie dann, etwa in der Mitte zwischen Jan-Mayen und dem Nordcap, um die Nordspitze von Spitzbergen gegen die Bäreninsel und lässt sie, ungefähr in der Parallele von 75^0, an das nördliche Nowaja-Semlja anstossen. Es scheint in der Mitte des vorigen Jahrhunderts das Meer nördlich von Spitzbergen freier gewesen zu sein, als in unserer Zeit. Wallfischfänger, M' Callam (1751), Wilson (1754), Stephens im gleichen J. sollen bis $83^0\frac{1}{2}$ und 84^0 vorgedrungen sein, während später und bis auf unsere Zeit 82^0 als die äusserste Grenze gelten kann, die man gegen den Pol zu erreicht hat; Phipps (1773) war gezwungen bei $80^0\ \frac{1}{2}$ umzuwenden, Scoresby (1806) bei $81^0\ 50'$, Parry (1827) erreichte $82^0\ 45'$ mit Hülfe von Schlitten. Im asiatischen Eismeer ist die Sommergrenze des Eises schwer zu bestimmen; die Küstenfahrt wird auch im Sommer oft an den nördlichen Caps durch Eis unterbrochen, dann findet man wieder, jenseits der Eisfelder, fahrbare Stellen (*Polinjen*) von zum Theil grosser Ausdehnung, aber unbekannten Grenzen. Dasselbe Verhältniss findet im Norden von Amerika statt. Die Küste des Continents lässt sich nicht vollständig umschiffen; weiter nördlich ist aber das Wasser stellenweise wieder frei, die Kanäle des vielfach durchschnittenen Inselmeeres sind in den einen Jahren offen, in anderen geschlossen, und erst vom 75. Breitengrad an scheint das Eis eine zusammenhängende Fläche zu bilden; sei es, dass das Meer sich als Eisfeld gegen den Pol und das asiatische Eismeer ausdehnt, oder, was mehr Wahrscheinlichkeit hat, dass es sich an die Küsten nahe am Pol gelegener Inseln und Ländermassen anlegt. Will man, statt der vielfach gezackten und je nach den Jahren sich verschieden gestaltenden Sommergrenze den ihr zunächst liegenden Parallel wählen, so wird man sich wohl für den 75ten entscheiden, indem die Einbiegung bei Spitzbergen ausgeglichen wird durch die grössere Ausdehnung gegen die Behringsstrasse. Die vom 75. Breitenkreis eingeschlossene Zone hat aber einen Inhalt von 158000 □Meilen, was dem Flächeninhalt von Europa nahe kommt. — Die Wintergrenze des nördlichen Polareises umzieht Labrador, schliesst die Baffinsbay ungefähr am Polarkreis ab, umzieht ferner das ganze südliche Grönland, schneidet den nördlichen

Theil von Island und erstreckt sich südlich von Jan-Mayen und der Bäreninsel, ungefähr mitten zwischen dem Nordcap und der Südspitze von Spitzbergen durch nach dem südlichen Nowaja-Semlja. Das asiatische und amerikanische Eismeer sind bis an die Küste der Continente gefroren; doch bleiben in dem ersteren auch im Winter offene Polinjen.

Die Sommergrenze des südlichen Polareises ist eben so unregelmässig und veränderlich, als die des nördlichen. Cook (1774) konnte südwestlich von Cap Horn nur bis 71°,15′ vordringen, Weddel (1823) südöstlich von Cap Horn bis 74°,15′, Bellinghausen (1821) bis 70°, während d'Urville (1838) in derselben Gegend schon diesseits 65° umwenden musste; Ross (1841) gelang es südlich von Neu-Seeland durch das Packeis bis zum 78° vorzudringen. Es wird also auch in dieser Hemisphäre die mittlere Sommergrenze ungefähr um den Parallel des 75. Breitengrades oscilliren. — Die Wintergrenze des südlichen Polareises ist nicht näher bekannt.

Weit über diese Grenzen hinaus wird durch die Strömungen Treibeis gebracht. Von Nord her erreicht das Treibeis im Atlantischen Ocean beinah die Azoren, oder den Parallel des 40° N.B.; zwischen 40 und 45° sind in den ersten Monaten des Jahres die Treibeismassen zuweilen sehr häufig und der Schifffahrt gefährlich. Von Süd her gelangen die Eismassen in seltenen Fällen bis in die Nähe der Südspitze von Afrika und selbst bis in die Breite von Buenos-Ayres, oder bis 34½° S. B.; dichter gedrängt erscheinen die Eismassen erst in Breiten von 48° bis 52°.

103. Die Schneelinien.

Der Sommergrenze des Polareises entspricht in verticaler Richtung unter den thermischen Flächen die untere Grenze des ewigen Schnee's, d. h. die Fläche, welche alle Punkte enthält, bis zu welcher die Sommerwärme den Schnee wegzuschmelzen vermag; der Durchschnitt dieser Fläche mit der Erdoberfläche heisst die Schneelinie. Der Wintergrenze entspricht eben so eine Fläche durch alle Punkte gezogen, unterhalb welcher auch im Winter kein liegender Schnee vorkommt, eine Grenze des Winterschnee's. Beide Flächen entfernen über der heissen

Zone sich am weitesten von dem Meeresniveau und schneiden gegen die Pole zu die Erdfläche in den Punkten, auf denen der Schnee auch im Meeresniveau liegen bleibt; es sind sphäroidische Flächen von stärkerer Abplattung als die Erdfläche. Die Höhe der Schneelinien wird zunächst abhangen von der Mittelwärme des Jahres, es wird aber auch die Grösse des jährlichen Spielraums, die Menge des im Winter fallenden Schnee's und die Intensität und Dauer der Sommerwärme von grossem Einfluss sein; es müssen an Küstengebirgen, wo der Spielraum geringer, die Luftfeuchtigkeit grösser ist, die Schneelinien tiefer hinabgehn als an Gebirgen im Inneren der Continente. Für beide Flächen überdiess wird, wie für die Curven des Polareises, keine einfachere nur von der Breite abhängige Gestalt aus den Beobachtungen hervorgehn können, weil die secundären Störungen zum Theil den directen Einfluss der Breite ganz verdecken. — Die Configuration steht auch hier unter den störenden Factoren im ersten Rang. Die Schneelinie sowohl, als die Grenze des Winterschnee's, gehen auf der Schattseite der Gebirge weit tiefer hinunter, als auf der Sonnseite. So liegt, nach von Welden, an der Südseite des M. Rosa die Schneelinie 9500′ hoch, oder bei 1000′ höher als sonst in den Alpen; der Aetna trägt in den meisten Jahren auf der Nordseite des Piano-del-lago liegenden Schnee, nicht aber auf der Südseite; es fand Parrot in den Pyrenäen die Schneelinie auf der Nordseite 8260′ hoch, auf der Südseite 9380′. Ueber Hochebenen steigt die Schneelinie in Folge der Wärmestrahlung beträchtlich höher, als über tief liegenden Thalboden und Flächen. In Graubündten, wo die Hochflächen grössere Ausdehnung haben, als die Thaleinschnitte, kann die Schneelinie nicht tiefer als 8600′ bis 8800′ angenommen werden, während de Saussure in Savoyen, wo ein umgekehrtes Verhältniss statt findet, sie auf 8100′ herabsetzt; ein weit auffallenderer Gegensatz zeigt sich zwischen beiden Abhängen des Himalaya. Auf der Südseite steigt die Schneelinie, nach von Humboldt, auf 12180′, auf der Nordseite, über den Hochflächen von Tübet, auf 15600′, oder um 3420′ höher. Auf dieselbe Ursache glaubt Arago die von Pentland gefundene grosse Differenz in der Höhe der Schneelinie der östlichen und westlichen Cordillere von Hoch-Peru zurückführen zu sollen; auf jener findet man sie in

14940′, auf dieser erst in 17380′ Höhe. Es sinkt auch die Schneelinie tiefer an Abhängen, die von hohen Schneegebirgen überragt werden, als an vereinzelten Gipfeln und Kämmen, die nicht beträchtlich über sie hinaufragen; so tragen in den Alpen die Pässe der Grimsel, der Gemmi, des Gr. Bernhard in den meisten Jahren noch Schneefelder, während in grösserer Entfernung vom Hochgebirge weit höhere Gipfel, wie das Faulhorn, die Schwalmeren, die Dent de Morcles, oft schneefrei sind. Auf wenig geneigtem Boden hält sich der Schnee weit länger, als auf steilen Abhängen; daher man häufig schneefreie Felsen und Gräthe mitten aus grossen Schneefeldern hervorragen sieht. — Einen grossen Einfluss übt die Beschaffenheit des Bodens aus. Auf den sich stark erwärmenden schwarzen Schieferflächen, oder auf Kalkfelsen, die alles Schmelzwasser sogleich abfliessen lassen, verschwindet der Schnee früher, als auf moosigtem Boden, oder auf Gletschern. Um diesen Factor zu eliminiren schlug Hugi vor, nur die auf Gletschern beobachtete Schneegrenze, die er Firnlinie hiess, zu berücksichtigen; die Höhe dieser Firnlinie fand er in den Alpen gleich 7600′ bis 7800′. Bis zu dieser Höhe schmilzt im Sommer auch auf der Oberfläche der Gletscher der im Winter gefallene Schnee. — Die Höhe der Schneelinie in einer Gegend kann, in Folge dieser störenden Einflüsse, wie andere meteorologische Zahlen, nur als ein Mittelwerth betrachtet werden, um welchen die wirklichen Grenzen des ewigen Schnee's oscilliren. Man trifft, wenn man im Spätsommer die Gebirge ansteigt, erst auf einzelne Schneepartieen, je höher, desto grösser; in einer gewissen Höhe übertrifft ihre Ausdehnung die der schneefreien (*aberen*) Plätze, und zuletzt vereinigen sie sich zu einer allgemeinen Schneedecke, aus der aber bis auf die grössten Höhen immer noch nackte Felsen hervorragen. Die Höhendifferenz von den ersten Schneeflecken bis zu den grösseren Schneefeldern kann mehrere hundert bis über tausend Fuss betragen, und man hat daher auch wohl eine untere und eine obere Schneegrenze zu unterscheiden versucht. Auch die mittlere Schneegrenze liegt in kalten Sommern tiefer, in warmen höher, nnd schwankt um einen durch vieljährige Beobachtungen zu bestimmenden Mittelwerth, und man versteht die Ausdrücke untere und obere Grenze zuweilen auch von den Extremen

der Tiefe und Höhe, welche die mittlere Schneegrenze in verschiedenen Jahren erreicht. Eine Zusammenstellung der neueren Bestimmungen gibt, nach von Humboldt, für die Höhe der Schneelinie in verschiedenen Breiten folgende Werthe; die Temperaturangaben der zwei ersten Spalten sind durch von Humboldt für das Niveau des Meeres berechnet, diejenigen der zwei letzten für die beistehenden Höhen aus den ersteren abgeleitet.

Orte.	Breite.	Höhe.	Bestimmt durch	Temp. am Meer.		Temp. in d. Höhe.	
				Jahr.	Somm.	Jahr.	Somm.
Mageroe	71°,15 N	2220 F	v. Buch	0°,2	6°,4	—3°,9	2°,3
Norwegen	67,—	3900	Wahlenberg	—	—	—	—
Norwegen	61,—	4800	v. Buch	4,2	16,3	—4,5	7,6
Kamtschatka	56,40	4920	Erman	2,0	12,6	—6,9	3,7
Altai	50,—	6600	Ledebour	7,3	16,8	—1,4	8,1
Alpen	45,45	8340	v. Humboldt	11,2	18,4	—4,0	3,2
Elbruz	43,21	10360	Kupffer	13,8	21,6	—5,0	2,8
Pyrenäen	43,—	8400	Ramond	15,7	24,0	0,4	8,7
Ararat	39,42	13300	Parrot	17,4	25,6	—7,1	1,1
Argäus	38,33	10040	Hamilton	—	—	—	—
Himalaya	31,—	12180	Colebrooke	20,2	25,7	2,0	7,5
Mexico	19,15	13880	v. Humboldt	25,0	27,8	—0,6	2,2
Abyssinien	13,10	13200	Rüppel	—	—	—	—
Nevada v. Merida	8, 5	14010	Codazzi	27,2	28,3	1,4	2,5
Cordill. v. Quito	0,—	14830	v. Humboldt	27,7	28,6	0,3	1,2
Cordill. v. Quito	1,30 S	14820	v. Humboldt	27,7	28,6	0,4	1,3
Cordill. v. Chili	16,—	14940	Pentland	—	—	—	—
Chili, Portillo	33,—	13800	Gillies	—	—	—	—
Chili, Seeanden	42,30	5640	Darwin	—	—	—	—
Magellansstrasse	53,54	3480	King	5,4	10,0	—0,9	3,7

Die Erhebung der höchsten Gipfel über die Schneelinie ist sehr ungleich; es ergeben sich nämlich folgende Werthe:

Gegend.	Gipfel.	Abs. Höhe.	Höhe über d. Schneel.
Norwegen	Sneehättan	7700	2900
Altai	Bjelukha	10320	3720
Alpen	Montblanc	14770	6430
Pyrenäen	Pic Nethou	10720	2320
Caucasus	Elbruz	16700	6340
Himalaya	Dhawalagiri	26340	14160
Quito	Chimborazo	20150	5320
Hoch-Peru	Nev. d. Sorat.	23650	8710
Antarkt. Z.	Erebus	11300	11300

Nach Mittelbestimmungen fällt nach von Humboldt die Schneegrenze in der heissen Zone mit der Höhenisotherme von $0^0,4$, in der gemässigten mit der von $-4^0,6$, in der kalten mit der von -6^0 zusammen; Kämtz findet für die heisse Zone $-0^0,2$, für die gemässigte $-1^0,5$, für die kalte $-4^0,8$.

Hällström und Kämtz haben für die Meridiancurve der Schneelinie empirische Gleichungen gesucht, welche indess, wie zu erwarten war, mit den Beobachtungen nicht ganz übereinstimmen. Nach beiden Gleichungen beträgt die Höhe der Schneegrenze am Nordpol noch $1521'$ oder $1183'$. Zieht man nur die Höhen von Quito und in den Alpen in die Rechnung, so erhält man für die Höhe H unter der Breite φ die Gleichung

$$H = 14830 - 12650 \sin^2\varphi$$

welche, für $\varphi = 90^0$, $H = 2180'$ gibt, was jedoch mit der Bestimmung auf Mageroe nicht zusammenstimmt; dagegen gibt die Gleichung für den Himalaya und für Norwegen Werthe, die sich nicht sehr von den beobachteten entfernen. — Nach allen drei Bestimmungen schneidet die Fläche der unteren Schneegrenze die Erdfläche nicht, oder es liegt nirgends auf der Erde ewiger Schnee im Niveau des Meeres. Selbst wenn man für die Alpen die Höhe der Firnlinie in Rechnung zieht, findet man immer noch für $\varphi = 90^0$, $H = 930'$, so dass, wenn nicht an den Kältepolen eine sehr beträchtliche Depression eintritt, auch auf dem Polareis kein ewiger Schnee zu erwarten ist. — In der antarktischen Zone jedoch soll, nach J. Ross, die untere Grenze des ewigen Schnee's

den Erdboden zwischen dem 67° und 71° der Breite schneiden; und auch in der arktischen scheint die geringe Höhe der Schneelinie auf Mageroe ein schnelleres Einsinken anzudeuten.

Zur näheren Bestimmung der Grenze des Winterschnee's fehlen die Beobachtungen. Von Humboldt setzt den Abstand beider Flächen bei Quito gleich 3600′, oder das Minimum der Höhe, auf welcher unter dem Aequator zuweilen noch Schnee fällt, gleich 11200 F. In Hoch-Peru steigt der Abstand auf 4320′, in Mexico auf 8100′; er wächst mit zunehmender Breite. Berechnet man mit den Angaben von Quito und Mexico eine Curve, so schneidet sie die Erdfläche in der Breite von 28°,18′, wofür man vielleicht 30° annehmen darf. Es setzt zwar von Humboldt diese Grenze für Europa in den 36. Breitengrad, und Muncke sogar in 43° ½, in die Breite von Florenz, und liegender Schnee gehört allerdings im südlichen Europa zu den seltenen Erscheinungen; der fallende Schnee schmilzt gewöhnlich, so wie er den Boden erreicht, oder wenn er liegen bleibt, verschwindet er nach einigen Stunden. Es hat jedoch in alter und neuer Zeit in Rom geschneit, im Winter 184⅚ lag in der römischen Campagna der Schnee mehrere Fuss hoch; es schneit sogar in Palermo und Algier; in dem schneereichen Winter von 184⅓ lag in Valencia der Schnee handhoch, in Granada stand das Thermometer auf —4°, in Sevilla war ein Teich 1½ Zoll dick gefroren. Es darf auch die Grenze nicht allein nach den milden Wintern der Küstenklimate bestimmt werden. Wenn südlich von Murzuk, in der Nähe des Wendekreises, das Thermometer in der Nacht mehrere Grade unter Null fallen kann, und die Brunnen sich mit Eis bedecken, so ist wohl anzunehmen, dass der Schnee, unter der Voraussetzung der erforderlichen atmosphärischen Feuchtigkeitsverhältnisse, nicht erst 12° bis 20° nördlicher erscheinen werde. Auch führt Muncke an, nach Morier, dass im südlichen Persien, unter nicht ganz 31° N., aber freilich auf einem wenigstens 4000 F. hohen Plateau, alle Jahre Schnee falle und oft in solcher Menge, dass der Strassenzug Monate lang unterbrochen werde. — Auf der südlichen Halbkugel führt die Angabe der unteren Grenze in Hoch-Peru und die Nachricht, dass der 10420 F. hohe Piton des Neiges auf Bourbon (20° 52′ S) sich zuweilen mit Schnee bedecke,

zu keinem Resultat, indem die nach ihnen berechnete Curve die Erde gar nicht schneiden würde.

Literatur: Bouguer, *figure de la terre*, 1749; de Saussure, *voyages*, §. 937; Wahlenberg, *Messungen in den Lappl. Alpen*, 1812; —, *de veget. et clim. Helvet.*, 1813; von Buch, *Reisen in Norw.*, 1810; —, *über die Grenzen des ewigen Schnee's im Norden*, *Gilb. A. XLI*, 1812; de Humboldt, *s. l. limite des neiges*, *Ann. de Ch. XIV*, 1820; —, *über die Temp. der Luft in Asien*, *Poggd. XXIII*, 1831; —, *Asie centr. III*, 1843; Parrot, *Reise in die Pyrenäen*, *Natur. Abh. aus Dorpat*, 1823; Hällström, *de term. nivali*, 1823; Prechtl, *über Abnahme der Wärme in der Höhe*, *Gilb. A. LXXVI*, 1824; Hagelstam, *beständ. Schnee in Norwegen u. Schweden*, *Hertha XIII*, 1829; Bischof, *Wärmelehre*, 1837; Kämtz, *Meteor. II*, 1832; Hugi, *Alpenreise*, 1830; —, *Bergh. Ann. III*; Schouw, *Tidsskrift for Naturvid. I*, 1822; Muncke, im n. G. Art. *Erde*; Agassiz, *Bestimm. der Schneegrenze*, *Compt. rend. XVI*, > *Poggd. LIX*, 1843; Erman, *über das Vorkomm. des ewig. Schnee's im Meeresniv.*, *Bergh. Ann. IX*, 1840.

104. Gletschertemperatur.

Die Temperaturverhältnisse, welche der Einfluss der Sonne und der Erdwärme in dem festen Boden erzeugt, müssen auch in der oft viele hundert Fuss mächtigen Eisdecke der Gletscher sich zu gestalten streben; es muss, wenn auch mit mächtigen Störungen kämpfend, das Gesetz Geltung zu erhalten suchen, dass in die obere Gletschermasse die veränderlichen Temperaturen der Jahreszeiten eindringen und sich abwärts fortpflanzen, dass der Spielraum ihrer Schwankungen mit zunehmender Tiefe immer kleiner, dass in einer gewissen Tiefe die Temperatur constant und der mittleren Jahreswärme nahe gleich wird, dass unterhalb dieser Tiefe die Temperaturen wachsen. Einerseits jedoch kann das Eis sich nicht über 0^0 erwärmen, ohne zu schmelzen, und durch den Uebergang in Flüssigkeit wird eine beträchtliche Wärmemenge latent; andererseits wirken der von oben und unten eindringenden Wärme die tieferen Temperaturen entgegen, welche die langsam fortfliessende Gletschermasse in grösseren Höhen erhalten hat. Es ist ferner die ganze Eismasse von flüssigem Wasser von 0^0 Temp. durchdrungen, das in den grösseren und feineren unter sich communicirenden Spalten sich ins Gleichgewicht zu setzen strebt; die an der Oberfläche über 0^0 erwärmten Schichten dringen abwärts, schmelzen Eis und sinken auf 0^0, die unter 4^0 erkalteten steigen in die Höhe; die freie Circulation wird aber vielfach gehemmt durch Capillarität und theilweises Gefrieren.

Man kann, nach den bis jetzt bekannten Thatsachen annehmen, dass die Gletscher zwischen den Höhenisothermen von —10° und +6°,5 liegen. Die Mittelwärme von —10° entspricht in den Alpen einer Höhe von 12000 F. und, nach dem Bericht von Zumstein, müssen am M. Rosa die Gletscher jedenfalls bis in diese Höhe ansteigen; man hat ferner ausgedehnte Massen von Eis, das sich nicht vom Gletschereis unterscheiden liess, auf den höchsten Alpengipfeln gefunden, und es scheinen demnach der Entstehung von Gletschern in diesen Höhen nur Verhältnisse der Configuration, nicht klimatische Schwierigkeiten entgegenzuwirken; wenn die Alpenkämme die Höhe des Himalaya erreichten, so würden auch die Gletscher höher ansteigen. Die Isothermfläche von +6°,5 schneidet die Alpen in der Höhe von 3135 Fuss, in der Höhe von Chamouni und des unteren Gletschers von Grindelwald. Die Anden von Peru, der grössere und höchste Theil des Himalaya und andere Gebirge, die sich hoch über die Schneegrenze erheben, tragen indess keine Gletscher (I, 231); das Vorkommen dieser Eisströme wird daher nicht nur durch die Erhebung über die Meeresfläche und die Temperatur bedingt. Die Umbildung des Schnee's in Gletschereis verlangt abwechselnde Gegensätze der Temperatur, wie sie in der Regel zwischen den Tropen nicht vorkommen; es muss ferner nicht, wie auf den Anden, eine Trockenheit herrschen, bei welcher der Schnee eher in Dampf als in Wasser übergeht; es dürfen auch nicht, wie es am Südabhang des Himalaya der Fall sein mag, regelmässig mehrere Monate hindurch warme Winde und Regen vorkommen, da in den Alpen ein nur wenige Tage anhaltender warmer Sommerregen, wie in den Jahren 1834, 1842 und 1846, eine sichtbare Abnahme der Gletscher und ein Zusammensinken ihrer mittleren Masse bewirkt.

Gletschermassen, die über der Isothermfläche von 0°, in den Alpen also über 6700 F. hoch, liegen, befinden sich ungefähr in dem Verhältniss des gefrornen Bodens der Polarländer. Die wechselnde Temperatur der Jahreszeiten sucht in die äussere Hülle einzudringen, geht aber schon in geringer Tiefe in die constante Mittelwärme über. Die über 0° stehenden Sommertemperaturen nämlich bewirken ein Abschmelzen des Eises, und hiedurch einen starken Wärmeverlust. Die Schmelz- und Regenwasser, die bis

in die Tiefe der negativen Temperatur hinabsintern, gefrieren daselbst und erzeugen durch die frei werdende Wärme eine Temperaturerhöhung, durch welche auch die Wärme des Eises auf 0^0 zurückgeführt wird. Gegen die Wintertemperaturen wird der Gletscher zum Theil durch die Schneedecke geschützt, die in dieser Jahreszeit auf ihm lastet. De Saussure schätzt die Tiefe, in welche während des Winters der Frost in die Schneebedeckung der höchsten Alpengipfel eindringt, nur auf 10 Fuss, da an der Hudsonsbay diese Tiefe nur 16 F. betrage und der Schnee ein schlechterer Wärmeleiter sei, als der Boden. Es werden demnach sowohl die Sommertemperaturen erniedrigt, als die Wintertemperaturen gemildert, und da die Tiefe, in welche die Temperaturwechsel hinabdringen, vom Spielraum abhängt, der ohnehin auf grösseren Höhen geringer ist, als in den Niederungen, und jener Wechsel im gewöhnlichen Boden nicht tiefer als 100 F. hinabgeht, so wird im Gletscher die Fläche constanter Temperatur der Oberfläche noch näher liegen. In grösseren Tiefen muss die wegen des Zusammendrängens der Chthonisothermen rascher aufsteigende Erdwärme eine, wenn auch noch so geringe, Erhöhung der Temperatur bewirken, und ist die Mittelwärme nicht viele Grade unter 0^0, die Gebirgsmasse beträchtlich ausgebreitet und der Gletscher mehrere hundert Fuss dick, so kann sogar ein Abschmelzen an der Grundfläche statt finden. — Sowohl die von oben, als die von unten her wirkenden Einflüsse sind demnach vorherrschend erwärmende, welche die negative Temperatur der inneren Gletschermasse auf 0^0 zurückzuführen streben.

In noch höherem Maasse ist diess der Fall bei den Gletschern, welche unter die Isothermfläche von 0^0 hinabgehn. Ihr Vorkommen ist eine Anomalie, die sich nur erklärt, wenn man bedenkt, dass der grösste Theil der von allen Seiten her zuströmenden Wärme durch das Schmelzen des Eises latent wird, und dass durch das Vorrücken der Gletschermasse ein fortdauernder Ersatz des geschmolzenen Eises statt findet. Alle äusseren Einflüsse streben die Temperatur des Inneren über 0^0 zu erheben, und da diess, sofern der Gletscher bestehn soll, nicht geschehn darf, so muss die innere Temperatur wenigstens die Grenze von 0^0, oder die Temperatur des schmelzenden Eises erreichen. Tiefere Tempera-

turen könnten nur durch das nachrückende Eis hergeführt werden; allein die Langsamkeit der Gletscherbewegung und das meist geringe Gefäll der grösseren Gletscher widersetzen sich dieser Annahme. Gibt man dem Gletscher ein Gefäll von 10^0, so dauert es, bei einer jährlichen Geschwindigkeit von 200 F. (I, 125) beinah 16 Jahre, bis ein Querschnitt des höheren Gletschers dahin gelangt, wo die Temperatur seine ursprüngliche um 1^0 übertrifft. Nimmt man als Geschwindigkeit der Fortpflanzung auch nur, wie im festen Boden, 1 Fuss in 6 Tagen an, was, bei dem überall durchsickernden Wasser offenbar zu wenig ist, so befände sich die um 1^0 tiefere Temperatur, wenn sie nach 16 Jahren den unteren Querschnitt erreicht, bereits in einer Tiefe von 960 F. unter der Oberfläche, und, da auch von unten her Wärme zuströmt, so müsste der Gletscher weit dicker als kein bekannter sein, wenn noch eine Spur der tieferen Temperatur in seinem Inneren vorhanden sein sollte.

Es sind diese Folgerungen auch direct bestätigt worden. Ein Thermometrograph, den Agassiz im Hintergrund des Aargletschers, ungefähr 7500 F. über dem Meer, 42 F. tief in das Eis hatte eingraben lassen, zeigte als tiefste Wintertemperatur, nur $-0^0,3$; ein 7 F. tief eingegrabener $-2^0,1$; die bis in 200 F. Tiefe fortgesetzten Bohrversuche fanden in allen Tiefen 0^0. — Die mittlere Luftwärme auf dem hinteren Aargletscher kann aber nicht wohl höher als -1^0 geschätzt werden, da diejenige des südlicher gelegenen, warmen Winden ausgesetzten und ungefähr gleich hohen Gr. Bernhards gleich $-1^0,26$ ist; man hätte also allerdings im Inneren des Gletschers negative Temperaturen erwarten dürfen.

105. Einfluss auf die Bewegung der Gletscher.

Auf die Geschwindigkeit der vorschreitenden Bewegung der Gletscher übt die äussere Temperatur einen beträchtlichen Einfluss aus, und im Allgemeinen steigt und fällt die erstere mit der letzteren. Der Gletscher, obgleich das ganze Jahr ohne Unterbrechung in Bewegung, schreitet schneller fort am Tage als in der Nacht, schneller im Sommer, als im Winter; ein warmer Regen befördert die Bewegung, eine Bedeckung mit Schnee verzögert sie. Es wird

überhaupt die Geschwindigkeit beschleunigt durch jede Ursache, welche die Wassermenge im Inneren des Gletschers vermehrt, sie wird verzögert durch jeden Umstand, der diese Wassermenge vermindert.

Aus den durch Forbes oder unter seiner Leitung ausgeführten Messungen auf den Gletschern von Chamouni geht diese Abhängigkeit deutlich hervor. Die Jahrescurve der Bewegung des Eises, deren Abscissen die Zeit, die Ordinaten die entsprechende Geschwindigkeit ausdrücken, steigt und fällt mit der Jahrescurve der Temp., die sich aus den Beobachtungen in Genf und auf dem Gr. Bernhard ergibt. Nimmt man nämlich aus den Mittagstemperaturen von Genf und vom Gr. Bernhard und aus den vier Beobachtungsreihen der Gletscherbewegung, zwei am unteren Ende des Montanvertgletschers, zwei am unteren Ende des Bossonsgletschers, das Mittel, so erhält man folgende Grössen des täglichen Fortschreitens in englischen Zollen:

1844 — 1845.	Dec.	Jan.	Febr.	Mars.	April.	Mai.
Temperatur	−3°,9	−2°,1	−4°,9	−0°,1	+6°,0	+7°,3
Glac. des Bois	7″,4	8″,3	9″,1	10″,3	12″,8	20″,3
Glac. des Bossons	14,4	13,0	13,4	12,8	16,4	29,6
Mittel	10,9	10,7	11,3	11,6	14,6	25,0
1844 — 1845.	**Juni.**	**Juli.**	**Aug.**	**Sept.**	**Oct.**	**Nov.**
Temperatur	+13°,2	+14°,6	+11°,8	+12°,3	+7°,6	+2°,8
Glac. des Bois	25″,0	30″,2	26″,4	22″,8	23″,1	18″,8
Glac. des Bossons	34,0	26,8	22,6	18,5	12,7	14,9
Mittel	29,5	28,5	24,6	20,7	17,9	16,9

Das Minimum der Geschwindigkeit fällt wie das der Temperatur in den Januar, das Maximum der Geschwindigkeit auf das Ende des Juni, das der Temperatur auf den Anfang des Juli; in den vier Wintermonaten December bis Mars ist die Geschwindigkeit beinah constant, und auch die Temperatur verändert sich nicht bedeutend, Die Abhängigkeit der Bewegung von klimatischen Einflüssen würde noch mehr hervortreten, wenn, nebst der Temperatur, auch die Feuchtigkeitsverhältnisse der Atmosphäre und

der Fall von Regen und Schnee berücksichtigt worden wären. Stellt man die Hauptergebnisse dieser Messungen noch besonders zusammen und führt die engl. Maasse auf französische zurück, so erhält man:

Bezeichnung der Stationen.	d. Bois oben	d. Bois unten	Bossons oben	Bossons unten
Maximum der täglichen Bewegung	1m,324	0m,371	1m,089	0m,821
Minimum der täglichen Bewegung	0,292	0,066	0,328	0,259
Mittl. tägl. Beweg. im Sommer, April—Oct.	0,957	0,252	0,712	0,564
Mittl. tägl. Beweg. im Winter, Oct.—April	0,485	0,120	0,401	0,272
Mittlere tägl. Bewegung im Jahr	0,706	0,186	0,549	0,410
Fortschr. in 365 T. v. Nov. 1844 bis N. 1845	258m,3	67m,3	200m,5	149m,1
Verhältn. der Bew. im Max. zu d. im Min.	4,5:1	5,6:1	3,3:1	3,2:1
Verhältniss der Sommer- u. Winterbeweg.	2,0:1	2,1:1	1,8:1	2,1:1

Die starke Verminderung des Fortschreitens am Vorderrand zeigt sich, nach den von Agassiz veranstalteten Messungen, auch am Aargletscher.

Es hat Scheuchzer, *itin. alp. it. IV*, 1723, zuerst geäussert, es möchte die Bewegung der Gletscher eine Wirkung des in ihren Spalten gefrierenden Wassers sein; diese Ansicht wurde jedoch verdrängt durch diejenige von Altmann, *helvet. Eisberge*, 1751, welcher auch Gruner und de Saussure folgten, dass die Bewegung eine Wirkung der Schwere sei (I, 123). In neuerer Zeit suchten Touss. v. Charpentier, *über die Schw. Gletsch.*, *Gilb. Ann. LXIII*, 1819, und Biselx, *über d. Gl. der Alpen*, *Gilb. Ann. LXIV*, die ältere Erklärung wieder in Ansehn zu bringen und das Vorrücken der Gletscher von der Ausdehnung des in den grösseren Spalten entstehenden Eises herzuleiten; mit siegenden Gründen erhob sich dagegen C. Escher, *Gegenbemerk. etc.*, *Natw. Anz.* 1821, > *Gilb. Ann. LXIX*. In unseren Tagen ist das Scheuchzerische Princip der Gletscherbewegung mit grossem Scharfsinn durch J. v. Charpentier, *essai sur les glaciers*, 1841, zu einer Theorie ausgebildet worden, und Agassiz und seine Gehülfen haben sich bestrebt, durch vielseitige, mit beispielloser Ausdauer fortgesetzte Versuche und Beobachtungen auf den Gletschern selbst, dieser Dilatationstheorie mathematische Bestimmtheit zu geben; in Agassiz, *études s. l. glac.*, 1840; Desor, *compte rendu des rech. en* 1841 *et* 42, *Bibl. univ.* 1843. Nicht durch das Gefrieren von Wasser in den grösseren Klüften der Gletschermassen, glaubten J. v. Charpentier und Agassiz, erfolge die

Ausdehnung, da diese Klüfte meist ohne Wasser sind, oder das darin befindliche nur an der Oberfläche gefriert; sondern das in den zahllosen feineren Haarspalten gefrierende Wasser übe die Wirkung aus, erzeuge durch die mit der Ausdehnung verbundene Spannung stets wieder neue Haarspalten, und der Process dauere continuirlich so lange fort, als Schmelz- oder Regenwasser in die Gletscher eindringen. Die Gründe, die sich der Annahme dieser Theorie entgegensetzen, sind mit überzeugender Klarheit auseinander gesetzt worden, vorzüglich durch Forbes, *the glacier theory*, *Edinb. Rev.* 1842; —, *travels in the alps*, 1843, und *Lettres on glac.*, *Edinb. ph. J.*, und durch Merian, *über die Theorie der Gletscher*, *Verh. v. Basel*, 1843, *Poggd. LX.* Die durch die Messungen von Forbes auf dem Gletscher des Bois im Sommer 1842 bewiesene und von Agassiz auf dem Aargletscher bestätigt gefundene Thatsache, dass die Bewegung eine stetige sei, dass die Mitte stärker fortschreite als der Rand, und dass die Geschwindigkeit mit der Temperatur steige und falle, kann das *experimentum crucis* zwischen beiden Theorien genannt werden. Der schlagendste Einwurf ist wohl, dass das Gefrieren des Wassers nicht statt findet ohne die Entbindung aller seiner latenten Wärme, welche nothwendig die Temperatur des Eises erhöhen und ein ferneres Gefrieren unmöglich machen muss, sofern nicht eine stete Erneuerung der Kälte im Inneren des Gletschers nachgewiesen werden kann. Es ist auch in neuester Zeit die Dilatationstheorie von Charpentier und Agassiz, *sur la théorie des gl.*, *Bibl. univ.* 1845, selbst aufgegeben worden, und man hat sich ziemlich allgemein zu der von Rendu geahnten (I, 126), aber erst durch Forbes festgestellten und in allen ihren Folgesätzen geprüften und bestätigten Theorie vereinigt, dass die Gletscher, als innerlich verschiebbare Massen, wenn nicht ausschliesslich, doch vorzugsweise durch die Schwere in Bewegung gesetzt werden. — Ueber die Geschwindigkeit des Fortschreitens: Forbes, *illustr. of the viscous theory of glacier motion*, *Ph. Tr.* 1846.

106. Abschmelzen der Gletscher.

Das Abschmelzen der Oberfläche im Sommer schreitet, besonders auf tiefer liegenden Gletschern rasch fort; kleinere und grössere Bäche rieseln in zahllosen Rinnen auf dem Eise, und stürzen sich in die Spalten und Löcher. Aus dieser raschen Zerstörung der Oberfläche erklärt sich genügend das Wiederhervortreten der Steine und anderer Körper, die im Hintergrund des Gletschers vom Schnee und Eis umhüllt worden waren, auf dem vorderen Gletscher. Dass auch auf dem Grunde des Gletschers ein starkes Schmelzen statt finde, beweist die merkbare Einsenkung, die öfters nach heissen

Sommern, oder lange anhaltenden warmen Regen gegen die Mitte des Gletschers hin bemerkt wird. So im Herbst 1842 von Forbes auf dem Montanvert, so im Spätsommer 1846 auf dem unteren Gletscher von Grindelwald, — Directe Beobachtungen über das Abschmelzen der Oberfläche finden einige Schwierigkeit, weil die Erniedrigung der Oberfläche, sowohl vom Verschwinden der obersten Eismasse, als von einer Einsenkung des ganzen Gletschervolumens herrühren kann, und meist eine gemischte Wirkung beider Ursachen zugleich ist; weil ferner Signale, die man auf dem Gletscher aufpflanzt, sich tiefer einsenken, indem durch ihre Erwärmung während des Tages ihre Grundlage tiefer abschmilzt, als die übrige Eisfläche. Nach Beobachtungen von Escher auf dem Aletschgletscher, die jedoch dem letzten Einwurf ausgesetzt sind, war innerhalb weniger als zwei Monaten eine Eisschicht von $3\frac{1}{2}$ Fuss Dicke geschmolzen. Nach älteren Beobachtungen auf dem Montanvert, fand Forbes die tägliche Abschmelzung gleich 44^{mm}, Martins, auf dem kleinen Gletscher des Faulhorns gleich 37^{mm}, und an sehr warmen Tagen gleich 55^{mm}; bei einer mittleren Temp. von $4^0,1$ betrug die tägliche Abschmelzung 41^{mm}, oder 10^{mm} für 1^0; Dollfuss auf dem Aargletscher, fand die mittlere gleich 45^{mm}, das Maximum gleich 65^{mm} bis 70^{mm}. Nach den von jeder Unsicherheit befreiten Messungen von Forbes im Juli und August 1846 ergab sich das mittlere tägliche Abschmelzen auf dem Glac. des Bois, gegenüber Montanvert, gleich $91^{mm},95$ (3,62 engl. Zoll); höher, zwischen l'Angle und Trélaporte $69^{mm},34$ (2 Z., 73). Gleichzeitig betrug auf der unteren Station die tägliche Gesammterniedrigung $133^{mm},35$ (5^z,25); auf der oberen $93^{mm},98$ (3^z,70). Ein Theil dieser Gesammterniedrigung, auf der unteren Station $41^{mm},40$ oder $\frac{1}{3}$ des Ganzen, auf der oberen $24^{mm},64$ oder $\frac{1}{4}$ des Ganzen, ist also von einer Einsenkung der Gletschermasse selbst, wahrscheinlich in Folge der täglichen Bewegung, die sie tiefer abwärts führt, abzuleiten. Setzt man das mittlere tägliche Abschmelzen gleich 40^{mm}, so beträgt die Dicke der während der 4 wärmeren Monate geschmolzenen Eisschicht beinah 5 Meter. Sie kann aber, nach den Resultaten von Forbes, auch auf das Doppelte steigen. — Das Schmelzen wird befördert durch kleinere Steine und Sand, welche mehr Wärme aufnehmen; es bildet sich daher bald eine Vertiefung

unter diesen Körpern, und wenn diese, die auf dem Grund derselben liegen, von den Sonnenstrahlen nicht mehr erreicht werden, so setzt das Wasser, das sich in den Löchern ansammelt, das Schmelzen fort, weil die über 0^0 erwärmte oberste Wasserschicht in die Tiefe sinkt; der Process muss fortdauern, bis das Loch so tief wird, dass das niedersinkende Wasser bis auf 0^0 erkältet, bevor es den Grund erreicht. — Grössere Blöcke schützen dagegen ihre Eisgrundlage gegen die Sonne. Während die übrige Gletscherfläche abschmilzt, erhält sich unter ihnen, so weit als sie Schatten gewähren, eine Säule von Eis, oft nur wenige, zuweilen 12 bis 15 Fuss hoch, es entstehn Gletschertische, auf ähnliche Weise, wie durch den Schutz gegen die Erosion die Schuttpfeiler (I, 344). Die Felsblöcke auf diesen Eispfeilern haben oft eine colossale Grösse von 30 und mehr Fuss im grössten Durchmesser. Auch die grösseren Guferlinien oder Mittelgandecken liegen meist auf einer Eisbank von beträchtlicher Höhe. Um diese Eispfeiler und Eisbänke schmilzt aber oft die Gletscherfläche, besonders auf der Mittagseite wieder tiefer ab, als in grösserem Abstand, eben so wie der Schnee um Bäume und andere Gegenstände, weil die ausstrahlende Wärme der Felsblöcke längere Zeit wirkt als die directe Sonnenwärme, oder weil, nach Melloni, die dunkle Wärme secundärer Wärmequellen in stärkerem Verhältniss absorbirt wird, als die leuchtende Wärme. So erheben sich die Gletschertische nicht selten aus bassinartigen Vertiefungen. — Nicht ganz klar ist die Entstehung conoidischer Eishügel (*cônes graveleux*), von wenigen Zoll bis über 20 Fuss Höhe, die kleineren meist gruppenweise vereinigt, Maulwurfshaufen oft täuschend ähnlich, die grossen vereinzelt, die Oberfläche stets durch fest angefrorene dunkle Erde gebildet. Sie gehn offenbar aus dem mit eingespültem Schmutz bedeckten Grunde der Wasserrinnen und Teiche hervor, welcher weniger stark abschmilzt, als seine Umgebung; es scheint jedoch die Decke von zu geringer Dicke, um vor der Sonne schützen zu können, und eher möchte man, der Analogie zuwider, glauben, dass unreines Eis weniger Wärme absorbire oder eine grössere Capacität besitze, als klares Eis.

An seiner Unterfläche schmilzt der Gletscher durch die in ihn einströmende Erdwärme, sofern seine mit der Tiefe steigende Tem-

peratur an der Grundfläche positiv wird. Die Berechnung in bestimmten Fällen ist schwierig, weil das Gesetz der Zunahme unter diesen Verhältnissen unbekannt ist. Die gewöhnliche Zunahme von 1^0 für ungefähr 100 Fuss Tiefe, oder gar, wie in Jakuzk, für 65 F. Tiefe, ist nicht anwendbar, weil unter dieser Voraussetzung Gletscher von mehreren hundert Fuss Dicke nur bei sehr niedrigen Jahrestemperaturen bestehen könnten; und doch lässt sich auch ein mit einer so mächtigen Decke überlagerter Boden nicht als ein frei ausstrahlender betrachten, d. h. man darf die Zunahme der Temperatur nach dem Inneren nicht willkührlich erst von der Felsfläche an zählen, welche dem Gletscher als Grundlage dient. Es scheint demnach in sogar sehr ausgebreiteten Gebirgen die Erhöhung der Temperatur in der Tiefe bedeutend langsamer angesetzt werden zu müssen, als in Flachländern, wodurch allerdings die Richtigkeit der von Bischof gegebenen Erklärung der Thermen in Gebirgsländern (57) in Zweifel gesetzt wird. — Unter vielen Gletschern findet offenbar eine starke Schmelzung an ihrer Grundfläche statt. Die mächtigen Wasserströme, die unter ihnen hervortreten, beweisen weit fortsetzende Canäle und Höhlungen. In einigen Fällen verliert sich auch ein mächtiger Bach unter einem Gletscher und tritt erst am Ende desselben mit den übrigen Wassern wieder hervor; so der starke Bach, der von der rechten Seite her unter den Durandgletscher in Annivier einfällt. Man hat endlich wiederholt diese Canäle mehr oder weniger weit aufwärts verfolgt und stets das Eis der Decke triefend, den Boden nass gefunden. Ein grosser Theil dieses Abschmelzens kann durch die von den Seiten her unter den Gletscher eindringenden Bäche, oder durch unter ihm entspringende Quellwasser bewirkt werden.

Die stärkste Schmelzung erleidet der Gletscher an seinem Vorderrand. Wenn das jährliche Vorrücken des Aargletschers in der Nähe seiner Endgandecke auch nur 80 F. beträgt, so müssen, da sein Vorderrand stationär bleibt, jährlich eben so viele Fuss Eis wegschmelzen. Am Gletscher des Montanvert muss diese Abschmelzung auf 200 F., auf demjenigen des Bossons auf 450 F. geschätzt werden.

Literatur. Agassiz, *études sur les glaciers*, 1840; Desor, *compte rendu des rech. en* 1840 *et* 1842, *Bibl. univ.* 1843; —, *excurs. dans les gla-*

ciers, 1844 *und* 1845; DE CHARPENTIER, *essai sur les glaciers*, 1841; MARTINS, *des glac. sans nèvé*, *Ann. géol. de Rivière*, 1842; —, *nouv. obs. s. l. gl.*, *Bull. géol.* 1845; FORBES, *travels*, 1845; —, 10 *et* 11 *letter on glaciers*, *Edinb. ph. J.* 1846, > *Bibl. univ.* 1846; (STUDER), *Briefe über Gletscher*, *Höpfners Mag.*, *I*, 1787; BISCHOF, *Wärmelehre*.

B. Stehende Gewässer.

107. Temperatur in der Tiefe der See'n.

Da das Wasser, welches an der Oberfläche erkaltet, schwerer wird und niedersinkt, und diese Erkaltung auf allen See'n und Meeren in jeder Nacht und auf dem grösseren Theil der Erdfläche jährlich wiederkehrt und Monate lang dauert, so sind in den tieferen Schichten der stehenden Gewässer niedrigere Temperaturen, als die mittleren der Oberfläche zu erwarten; es werden ferner diese Temperaturen constant und derjenigen gleich sein, bei welcher das Wasser seine grösste Dichtigkeit erreicht, sofern nicht eine Wärmequelle vom Grunde her einwirkt. Im letzteren Fall entstehn aufsteigende Strömungen, deren Gang und Verflechtung mit den einsinkenden, periodisch wiederkehrenden schwer zu übersehn ist und von bestimmten Werthen der Temperaturen, ihrer Periode und der Tiefe des Wassers abhangen, jedenfalls aber eine Erhöhung der mittleren Temperatur der ganzen Wassermasse zur Folge haben müssen. Für das Thermometer wird dieser in der Tiefe vorgehende Wechsel der Temperatur kaum merkbar sein, wenn die Wassermasse bedeutend tief und der Wärmezufluss der unteren Wärmequelle nur gering ist. Es wird daher von einer gewissen Tiefe abwärts die Temperatur constant erscheinen, indem die Strömungen so langsam sein werden, dass die Flüssigkeit als eine im Gleichgewicht stehende betrachtet werden kann.

In tieferen, abgeschlossenen oder nur oberflächlich communicirenden Becken von Süsswassersee'n, an deren Oberfläche die Temperatur bis auf $+4^0$ sinkt, wird die Temperatur des Grundes nicht beträchtlich von dieser Temperatur abweichen, und sinkt die obere Temperatur nicht so tief, so wird man in den unteren Schichten die tiefste Temperatur finden, die an der Oberfläche lange genug gedauert hat, dass die erkalteten Wasser den Grund erreichen

konnten. Auf den Grund des Seebeckens wirkt aber von unten her die Erdwärme ein, von den Seitenwandungen her, theils die Erdwärme, theils die Temperatur des Bodens, und steht die Temperatur der Oberfläche Monate lang höher als die der tiefsten Schichten, so kann auch durch directe Fortleitung von oben nach unten durch das Wasser selbst Wärme in die Tiefe gelangen; es werden endlich Quellwasser, die auf dem Grunde hervortreten, oder Bäche und Ströme, die in den See ausmünden in der Regel erwärmend wirken, da ihre Temperatur sich wenig von der mittleren der Gegend unterscheiden kann. — Es finden diese Schlüsse ihre Bestätigung in den oft wiederholten Messungen der Temperatur in der Tiefe schweizerischer und anderer See'n, deren Resultate hier zum Theil zusammengestellt sind:

Namen der See'n.	In der Tiefe von	Temp. in der Tiefe.	Temp. an d. Oberfl.	Beobachter.
Königssee b. Salzburg	84 F.	5°,6	16°,0	v. Humboldt
Bodensee	370	4,5	18,1	de Saussure
Zugersee	216	5,0	15,0	de la Bêche
Luzernersee	600	4,9	20,3	de Saussure
Brienzersee	500	4,8	19,4	de Saussure
Thunersee	350	5,0	19,0	de Saussure
—	588	5,2	15,5	de la Bêche
Bielersee	217	6,9	20,7	de Saussure
Neuchâtelersee	325	5,0	23,1	de Saussure
Genfersee	950	5,4	5,6	de Saussure
—	923	6,6	19,5	de la Bêche
—	320	6,5	19,8	Becquerel
Lac d'Annecy	163	5,6	14,4	de Saussure
Lac de Bourget	240	5,6	17,9	de Saussure
Lago Maggiore	335	6,7	25,0	de Saussure
Lago di Como	—	5,0	—	Volta
L. Sabbatino bei Rom	490	6,9	25,0	Barlocci
Lac d'Oo bei Bagnères	235	7,0	15,0	Boubée

Im Genfersee fand DE LA BÈCHE in einer Tiefe von 6 F. 19°,5, in 60 F. 16°,7, in 90 F. 12°,8, in 120 F. 11°,1, in 150 F. 7°,9, in 180 F. 6°,7, in 240 F. 6°,6 und diese Temperatur blieb constant bis in die Tiefe von 923 F.; die Abnahme der Temperatur

erreicht daher bereits am Ende des obersten Viertels der ganzen Tiefe ihre Grenze und in den drei unteren Vierteln ist die Temperatur constant. — Das Mittel aus allen Bestimmungen ist 5^0,6. — Beinah alle Bestimmungen sind bis jetzt im Sommer ausgeführt worden. Noch nicht veröffentlichte Messungen von Guyot im Neuchâtelersee scheinen aber zu beweisen, dass die jährlichen Temperaturwechsel der Oberfläche sich in viel grössere Tiefen hinab erstrecken, als bisher vorausgesetzt wurde. Es fand sich nämlich den 1. Dec. 1842 nach einem heissen Sommer die Temp. in 400 F. Tiefe gleich 5^0,62, an der Oberfl. 6^0,40, den 21. März 1847 in gleicher Tiefe nach einem kalten Winter gleich 3^0,35, an der Oberfl. 3^0,80.

Literatur. De Saussure, *voyages*, 1779; Morozzo, *temp. des lacs et rivières, M. de Turin IV*, 1790; Castberg, *phys. Bem. (Temp. des Silsersee's), Gilb. Ann., XIX*, 1804; v. Humboldt, *Reise in die Aequin. Gegenden, III*; de la Bèche, *temp. du lac de Genève, Bibl. univ. XII*, 1819; —, *temp. des lacs de Thoune et de Zug, Bibl. univ. XIV*; Becquerel, *temp. du lac de Genève, Compt. rend.* 1836, > *Bibl. univ.* 1837; d'Urville et Boubée, *temp. du lac d'Oo, Lond. et Edinb., ph. Mag.* 1832; Muncke, im n. G. Art. *See* und *Temperatur*.

108. Temperatur in der Tiefe der Meere.

Da das Meerwasser seine grösste Dichtigkeit erst mit dem Gefrierpunkt erreicht und dieser auf ungefähr -3^0 fällt, so sind auf dem Meeresgrunde auch tiefere Temp. als auf dem Grunde der Süsswassersee'n zu erwarten. — Nach Aimé erstreckt sich der Einfluss der täglichen Schwankungen im Mittelländischen Meer bis in Tiefen von 50 F., derjenige der jährlichen in Tiefen von 900 bis 1200 F. Die Messungen von Horner, auf der Reise von Krusenstern, erreichten nur Tiefen von 600 bis 700 F.; die Temperatur dieser Tiefen in mittleren Breiten von 23^0 bis 30^0 wurde im Atlantischen und im Grossen Ocean gleich 16^0,6 bis 17^0,9 gefunden und nur im Meere von Ochozk, in der geringen Tiefe von 150 F. -1^0,5. — Befriedigendere Resultate erhielt Lenz. Die Temperatur zeigte sich vom Aequator bis zum 45^0 der Breite bis in die grösste erreichte Tiefe von 6000 Fuss abnehmend, zuerst rasch, dann langsamer, zuletzt unmerklich; die Tiefe, in welcher die Temperatur constant zu werden beginnt, ist in verschiedenen Meeren ungleich und scheint mit steigender Breite abzunehmen, man erreicht sie in der Regel erst bei 3000 Fuss. Es ergab sich auf folgenden Länge- und Breitegraden, die erstere von Greenwich aus gezählt:

Namen der Meere.	N Breite.	W Länge	In der Tiefe von	d. Temp.	An der Obfl.
Atlant. Meer	7°,20′	21°,59′	3234 F.	2°,20	25°,80
Grosser Ocean	21,14	196, 1	5489	2,44	26,40
— —	25, 6	156,58	1002	14,00	21,50
— —	32, 6	136,48	3556	2,21	21,45
Atlant. Meer	32,20	42,30	6089	2,24	20,86
Grosser Ocean	41,12	141,58	3073	2,14	19,20
Atlant. Meer	45,53	15,17	2378	9,95	14,64

Nahe übereinstimmende Resultate erhielten Beechey, dessen Angaben jedoch etwas zu hoch scheinen, Dumont d'Urville und Dupetit-Thouars. Zwischen dem 4. und 5. Grad N Breite fand sich nach Letzterem in der Tiefe von 6780 Fuss die Temperatur gleich 3°,2; sie hielt sich, in verschiedenen Breiten, unterhalb 6000 Fuss Tiefe stets zwischen 5°,6 als Maximum und 2°,3 als Minimum; d'Urville setzt die Temperatur in der Tiefe des Oceans gleich 4°,4. Es sinkt aber selbst in mittleren Breiten die Temperatur des hohen Meeres an der Oberfläche niemals so tief, und die niedrigen Temperaturen auf dem Grunde tropischer Meere können daher nicht durch ein Niedersinken des an der Oberfläche erkalteten Wassers erklärt werden, sie nöthigen zur Annahme von Strömungen, welche die kalten Gewässer höherer Breiten im Grunde des Oceans dem Aequator zuführen. Es scheint diese Thatsache auch aus der neuesten Zusammenstellung aller Messungen hervorzugehn. Indem Lenz die submarine Isothermfläche von 14°,5 construirt, findet er sie im Atlantischen wie im Grossen Ocean von 48° N gegen den Aequator zu immer tiefer einsinkend, zwischen 27° und 20° ihre grösste Tiefe erreichend, dann wieder aufsteigend und ungefähr horizontal, in jenem Meer in einer Tiefe von ungefähr 400 Fuss in diesem von 550 F. dem Aequator sich nähernd. — In Binnenmeeren findet man daher auch in grossen Tiefen diese niedere Temperatur nicht. Im Mittelländischen Meer trifft man in der Tiefe auf keine niedrigeren Grade als 13° bis 12°; es fand d'Urville in 1320 F. 13°,2, in 3300 F. 12°,8; Aimé in 900 bis 1200 F. 12°,6 und diese Temperatur, welche der mittleren Wintertemperatur des Mittelmeeres entspricht, auch in grösseren Tiefen an-

haltend. — In höheren Breiten sinkt die Temperatur in der Tiefe selbst unter 0°, wie schon Horner gefunden hatte. Auch Scoresby, Sabine, Ross haben in der Baffinsbay, vom 67° an nordwärts in Tiefen von 4000 bis 6000 F. negative Temperaturen von —1° bis —4° gefunden. Um so auffallender ist die Anomalie, dass im Grönländischen Meere, ungefähr zwischen 75° und 80° N, nach übereinstimmendem Zeugniss der Seefahrer, die Temperatur mit zunehmender Tiefe steigt, so dass in Tiefen von 300 bis 1600 F. negative Temperaturen, in 2000 bis 4000 F. positive von 3° bis 4° herrschen.

Literatur. Péron, *voyage*, 1807, > *Gilb. Ann.*, *XIX*]; von Buch, *über die Folgerungen von Péron*, *Gilb. Ann. XX*; Horner, *in Krusenstern's Reise*, *III*, 1812, > *Gilb. Ann. LXIII*, 1819; Kotzebue, *Reise in die Südsee*, *III*, 1821; Beechey, *voyage to the Pacific*; Lenz, *Mém. de Petersb.*, 6. *Ser. I*, > *Poggd. XX*, 1830; —, *über die Temp. der Meere in verschied. Tiefen*, *Mém. de Petersb.* 1845, > *l'Institut* 1846; Arago, *Ber. ü. d. Reise der Venus*, *Unterh. V*, 1841; d'Urville, *sur la temp. des eaux de la mer*, *Bibl. univ.* 1833; —, *voy. autour du monde*, 1832; —, *voyage au pole Sud*, 1841; Aimé, *nouv. moyen de sonder la mer*, *Ann. de Ch. VII*, 1843 > *Poggd. LX*; —, *temp. de la médit.*, *l'Inst.* 1844; Muncke, im n. G. Art. *Meer*; Berghaus, *Länder- u. Völkerkunde*, *I*, 1837.

109. Temperatur der Oberfläche.

Es vereinigt sich Vieles, den Temperaturwechsel, der von dem ungleichen Stande der Sonne herrührt, in den obersten Schichten stehender Gewässer weit schwächer, als im festen Boden, hervortreten zu lassen. Die Capacität des Wassers ist ungefähr 5 mal so gross, als die der verbreitetsten Steinarten; seine Diathermansie, obgleich geringer, als diejenige anderer Substanzen, ist doch grösser, als die des Felsbodens, und die Wärmestrahlen dringen daher in grössere Tiefe; mit der Wärme steigt auch die Verdampfung und ein grosser Theil der Wärme wird durch diese latent; die erkalteten Schichten werden in der Regel specifisch schwerer, sinken in die Tiefe und werden durch wärmeres Wasser ersetzt; die Ebbe und Fluth und die selten unterbrochene Bewegung der Wellen mengt fortwährend die Wasser verschiedener Breiten und Tiefen durch einander und erzeugt eine mittlere Temperatur in denselben.

Der tägliche Spielraum der Temperatur in den oberen Schich-

ten des Meerwassers ist so gering, dass er oft kaum von dem Thermometer angezeigt wird. Nach den von Humboldt mitgetheilten Beobachtungen verschiedener Seefahrer aus beiden Weltmeeren und verschiedenen Breiten, betrug die mittlere Differenz der täglichen Temperaturextreme des Seewassers $0^0,7$ bis $0^0,9$, und das Maximum stieg am nämlichen Tag nie über $1^0,2$. — Etwas stärker tritt, besonders in mittleren und höheren Breiten, der jährliche Spielraum hervor, doch bleibt er stets weit unter dem der Luft- oder Bodenwärme des Landes. Das Maximum des Unterschiedes der in verschiedenen Jahreszeiten gefundenen Temperaturen stieg, nach den von Humboldt zusammengestellten Beobachtungen aus dem nördlichen Atlantischen Meere, auf folgende Grössen:

Breite.	Mittleres			Einzelnes		
	Minim.	Maxim.	Splraum.	Minim.	Maxim.	Splraum.
0°	25°,6	27°,9	2°,3	23°,3	28°,4	5°,1
5	27,1	27,3	0,2	26,5	28,3	1,8
10	25,8	26,2	0,4	23,8	27,8	4,0
15	24,3	24,6	0,3	23,8	27,2	3,0
20	22,8	25,9	3,1	21,3	28,2	6,9
25	20,7	25,3	4,6	19,1	27,6	8,5
30	18,7	23,5	4,8	16,3	27,5	11,2
35	16,5	21,3	4,8	15,8	25,9	10,1
40	14,6	18,8	4,2	13,3	19,7	6,4
45	12,3	15,9	3,6	11,2	16,7	5,5

Die Vergleichung mit dem Spielraum der Lufttemperatur über dem festen Boden, S. 280, zeigt, dass, bei übereinstimmender Breite, dieser stets bedeutend grösser ist. Da übrigens die Meerestemperaturen nur aus vereinzelten Bestimmungen abgeleitet werden müssen, die nothwendig grosse Lücken lassen und störenden Einflüssen durch die Strömungen ausgesetzt sind, so dürfen die Angaben der Tafel nur als unsichere Annäherungen betrachtet werden.

Die grosse Gleichförmigkeit der Meereswärme zeigt sich auch in ihrer langsamen Abnahme bei steigender Breite. Nach Arago sind die Mittel aus zehn oder zwanzig Beobachtungen, die willkührlich in der ganzen Zone zwischen 10^0 N und 10^0 S. vertheilt

sein können, nicht wesentlich verschieden. — Die Temperatur des heissesten Wassers in den vom Aequator durchschnittenen Meeren ist im Mittel, nach den Angaben, die v. Humboldt mittheilt, 28°,7, oder zwischen 28° und 29°. Der Parallel dieses Maximums wechselt mit der Jahreszeit, und, nach Mahlmann, S. 292, durchschneiden in jedem Meere die Meridiane zwei Parallelen heissesten Wassers, so dass um den Aequator herum die Temperatur wieder etwas tiefer ist. — Aus den von Muncke gesammelten Bestimmungen ergeben sich für die verschiedenen Zonen folgende Mittelwerthe der Meerestemperatur:

Zonen.	N Halbk.	S Halbk.
Breite zw.	Temp.	Temp.
0° u. 10°	27°,25	26°,54
10 — 20	25,89	25,1(
20 — 30	22,89	23,59
30 — 40	19,26	18,82
40 — 50	12,84	13,33
50 — 60	7,69	7,78
60 — 70	6,36	—
70 — 80	0,85	—

Mit Sicherheit lässt sich aus diesen Werthen auf kein Uebergewicht der Wärme in der einen oder anderen Halbkugel schliessen, da die vorkommenden Unterschiede innerhalb der Grenzen der möglichen Fehler fallen. In höheren Breiten sind die Bestimmungen unsicher, weil häufig die Temperatur durch das Gefrieren oder Schmelzen locale Störungen erleidet, und weil die Beobachtungen meist nur aus den Sommermonaten herrühren.

Die Meerestemperatur ist in der Regel etwas höher, als die Lufttemperatur über dem Meere. Der Unterschied ist am grössten während der Nacht und vor Aufgang der Sonne, weil dann im Wasser die wärmeren Schichten in die Höhe steigen, in der Atmosphäre die erkaltete Luft in die Tiefe sinkt; er beträgt aber auch um Mittag zwischen den Wendekreisen 0°,4 bis 0°,6 und im Mittel 1°,2 bis 1°,6 (v. Humb.). Auch aus einer Vergleichung des Maximums der Meerestemp. mit dem Maximum der Küstentemp. und

der Meereswärme in höheren Breiten mit der S. 293 angeführten Landestemp. geht diess Uebergewicht der oceanischen Temperaturen hervor.

Auf die Temperatur eingeschlossener Meere und See'n hat die der sie umgebenden Länder Einfluss, indem die Winde die Luftschichten des Landes über das Meer verbreiten, und der Einfluss ist um so fühlbarer, je geringer die Ausdehnung der Wasserfläche ist. Der jährliche Spielraum erscheint daher grösser, die Sommertemperatur besonders ist oft beträchtlich höher, als unter gleichem Parallel im offenen Meere. — Es ist klar, dass auch an der Oberfläche seichter Gewässer der tägliche und jährliche Temperaturwechsel sich stärker äussern muss, als an derjenigen tiefer.

Mit der letzten Folgerung scheint die Erfahrung im Widerspruch zu stehn, dass im Meere über Untiefen und Klippen, und bereits in einiger Entfernung davon, die Temperatur der Oberfläche eine Depression zeigt, die oft mehrere Grade beträgt. Die Thatsache ist zuerst durch Franklin angeführt, dann von Jonathan Williams, J. Davy, v. Humboldt u. a. bestätigt worden. Spätere Erfahrungen haben jedoch gezeigt, dass nicht selten auch Ausnahmen vorkommen, und da seichte Gewässer, die mit keinen von grösserer Tiefe in Verbindung stehn, umgekehrt sich durch die Sonne stärker erwärmen, als tiefe, so kann jene Anomalie wohl nur durch Unterströme erklärt werden, welche das kalte Wasser grösserer Tiefen an Felsriffen und Küsten in die Höhe heben. Aimé fand an den Küsten des Atlantischen Meeres die Temperatur der Oberfläche niedriger als im offenen Meer, an den Küsten des Mittelländischen dagegen am Tage höher, in der Nacht öfters tiefer.

Literatur. Marsigli, *hist. phys. de la mer*, 1725; Péron, *sur la temp. de la mer*, *Voyage*, 1807, > *Gilb. Ann. XIX*; v. Humboldt, *rel. hist.*, *c. III et XXIX*; —, *Asie centr. III*; Horner, in *Krusenstern*, *Reise um die Welt*, *III*, 1812; Kotzebue, *Reise*, *III*, 1821; J. Davy, *on the temp. of the ocean*, *Ph. Tr.* 1817, > *Gilb. Ann. LXVI*; Lenz, *phys. Beobacht. auf der Reise von Kotzebue*, *Mém. de l'Ac. de Petersbourg*, 6. *S.*, *I*; —, *über das Wasser des Weltmeeres*, *Poggd. XX*; Meyen, *Reise um die Erde*, 1835; Arago, *Bericht über die Reise v.* Dupetit-Thouars *auf der Venus*, *Unterh. V*, 1841; Kämtz, *Meteorol. II*; Muncke, im n. G. Art. *Meer*; Berghaus, *Länder- u. Völkerk.*, *I*, 1837. — Jon. Williams, *thermom. navigation*, 1790; Aimé, *temp. de la méditerr.*, *l'Inst.* 1844.

C. Fliessende Gewässer.

110. Strömungen.

Die Ungleichheit der Temperatur an der Oberfläche der Meere muss auf mehrfache Weise Ursache von Strömungen (I, 81) werden. Die durch sie erzeugte Ungleichheit der Dichtigkeit veranlasst eine Störung des hydrostatischen Gleichgewichts; die wärmeren und daher specifisch leichteren Gewässer halten sich in der Höhe und strömen gegen die kälteren Meere, deren Wasser als Unterströme gegen den Aequator zurückfliessen. Die starke Verdampfung ferner in den tropischen Meeren verursacht einen Verlust, der durch Zuflüsse von den Polen her ersetzt werden muss. Durch diese Verdampfung wird der Salzgehalt und daher das specifische Gewicht der Gewässer vermehrt, diese schweren Wasser sinken in die Tiefe und an ihrer Oberfläche verbreiten sich leichtere Wasser. Auf ähnliche Art, wie die Verdampfung in der heissen Zone, wirkt die Eisbildung in der kalten. Aus dem Schmelzen dieses Eises in der wärmeren Jahreszeit entstehen süsse, leichtere Wasser, die sich in der Höhe halten und den Meeren von grösserem Salzgehalt zuströmen. — Es ist einstweilen nicht möglich, mit Sicherheit zu bestimmen, von welchen unter diesen, zum Theil entgegengesetzt wirkenden Ursachen die mannigfaltigen Strömungen der verschiedenen Meere herzuleiten sind, da zusammenhängende Beobachtungen über die Temperatur und das specifische Gewicht derselben meist noch fehlen, oder sich doch nur auf Oberströme ausdehnen, die Unterströme aber so viel als ganz unbekannt sind. Viele Strömungen sind auch von der Temperatur unabhängig, oder stehn, wie die Driftströmungen, nur in entfernterem Zusammenhang damit, und eine Unterscheidung der direct von der Temperatur abhangenden von den durch andere Ursachen bewirkten findet oft grosse Schwierigkeit.

Mit grösserer Wahrscheinlichkeit lassen sich als durch den Wärmestand bewirkte Strömungen diejenigen betrachten, deren Richtung sich mehr der Richtung der Meridiane annähert, da in dieser die grössten Gegensätze der Temperatur vorkommen. Die

einen dieser Ströme fliessen vom Aequator den Polen zu, die anderen in umgekehrter Richtung. — Zu den ersteren gehört der Golfstrom, der die heissen Wasser des mexicanischen Meerbusens dem nördlichen Atlantischen Meer zuführt und, obgleich er die Westufer von Europa nur in seltenen Fällen zu erreichen scheint, doch durch Erwärmung der über ihm liegenden Luft wesentlich zur Milderung ihres Klima's und besonders der Wintertemperatur beiträgt. Der Golfstrom entsteht, etwas westlich von Florida, aus den vereinigten Strömungen, die aus dem nördlichen Theil des mexicanischen Golfs und durch die Meerenge von Yucatan sich nach dem Canal zwischen Florida und Cuba wenden; er umfliesst Florida und folgt, in N und NO Richtung, der Küste der Vereinigten Staaten bis in die Breite von Washington, geht dann in eine O Richtung über und verliert sich in der Nähe der Azoren; nur als seltene Ausnahme soll sich die Strömung zuweilen bis an die Küsten von West- und Nordeuropa ausdehnen. Die Breite des Stroms kann im Anfang nur derjenigen des Canals von Florida selbst gleich sein und 35 bis 50 Meilen (60 M. auf 1^0) betragen; nach dem Eintritt in das Atlantische Meer erweitert sich dieselbe auf 75 M. und nimmt immer zu, je weiter der Strom gegen N vordringt. Wo er sich von Amerika weg nach O wendet, kann die Breite auf 160 M. geschätzt werden, und im offenen Meere dehnt sie sich bis auf 250 M. aus. — Die Geschwindigkeit wird in der Strasse von Florida auf 5 M. in 1 Stunde angegeben, längs der Ostküste von Amerika beträgt sie 3 M. in 1 St. oder ungefähr 5 Fuss in 1 Sec., was der Geschwindigkeit des Rheins bei Basel oder der Donau bei Passau gleichkommt (I, 106); gegen die Azoren hin vermindert sie sich auf 1 M. in 1 St. — Die Temperatur des Wassers im Mexicanischen Golf beträgt $25^0{,}2$ bis $25^0{,}9$ (Bérard), und diese Wärme bleibt dem Strom bis nahe an sein Ende, so dass mitten im Atlantischen Meere die Wärme des Stromwassers die des Meeres ausserhalb seiner Grenzen selbst im Sommer um 4^0 bis 5^0 übersteigt. In der Nähe der Azoren beträgt die Wintertemperatur des Stroms 15^0, während sie in derselben Breite an der Küste von Europa auf 10^0, an der amerikanischen auf 1^0 bis -1^0 zurückgeht. — Dem Golfstrom scheint im nördlichen Grossen Ocean die N O Strömung östlich von Japan, im südli-

chen Atlantischen Meer die S W Strömung längs der Küste von Brasilien zu entsprechen; die Geschwindigkeit der japanischen Strömung beträgt 1 bis 3 M. in der Stunde, diejenige der brasilianischen 15 bis 20 M. im Tage.

In dem südlichen Indischen Ocean fliesst eine starke, das ganze Jahr anhaltende S oder S S W Strömung durch den Canal von Mozambique dem Cap zu, und wendet sich dann um die Nadelbank als Südatlantische Strömung wieder nach N. Ihre Geschwindigkeit steigt bei Cap Corrientes bis auf 5 M. in 1 St., beträgt aber im Mittel nur bei 20 M. täglich; diejenige des Capstroms wird zu 3 bis 4½ und selbst 5 M. in 1 St. angegeben. Die Temperatur des Capstroms übertrifft die der angrenzenden Meere um 3° bis 5° oder 6°; das Maximum derselben ist nach Berghaus gleich 25°,9, das Minimum gleich 16°,5 anzunehmen, im Mittel 21°,2, während die Mittelwärme des Oceans in dieser Breite nur wenig über 18° steigen mag.

Die Gegenströme kalten Wassers, in welchen das nach den höheren Breiten geflossene Wasser zum Aequator zurückkehrt, hat man wohl meist in Unterströmen zu suchen, und ein solcher scheint, nach Lenz, im nördlichen Atlantischen Meer sich wirklich nachweisen zu lassen. Es kommen indess Strömungen, die aus den Eismeeren nach der heissen Zone fliessen, vielleicht wegen schwächeren Salzgehaltes, auch als Oberströme vor, oder der kalte Strom verdrängt die warmen Wasser als eine verticale Schicht bis in jede Tiefe, und seine niedrigen Temp. wirken bis in mittlere und niedrige Breiten erkältend auf die Umgebung. — Durch die Arktische Strömung entleert sich das Becken des nördl. Eismeers, in welches sich durch die Behringsstrasse eine nördliche Strömung und von beiden Continenten her viele, zum Theil mächtige Flüsse ergiessen. Es folgt jene Strömung von Spitzbergen her der Ostküste von Grönland, am Ausgang der Davisstrasse vereinigt sie sich mit einer aus dem amerikanischen Eismeer herfliessenden, die wahrscheinlich als Fortsetzung der längs der Nordküste von Amerika beobachteten Ostströmung zu betrachten ist. Durch beide wird das viele Treibeis, sowohl aus den Polargegenden zwischen Spitzbergen und Grönland, als aus der Baffinsbay, in mittlere Breiten, und bis in das Gebiet des Golfstroms geführt, dessen Temperatur

hiedurch auf 16° bis 12° erniedrigt wird. Die Temperatur der arktischen Strömung selbst beträgt im Mai, in der Nähe des Parallels von 45°, nur 6° bis 6°,6, oder 7° weniger als die entsprechende Lufttemperatur. — Jn noch höherem Grade erkältend wirkt die Antarktische Strömung auf die Westküste von Südamerika. Es soll dieser kalte Strom, auf welchen von Humboldt zuerst aufmerksam gemacht hat, nach Duperrey, aus dem südlichen Eismeer herstammen und, ungefähr in der Mitte zwischen Neu-Holland und Südamerika, mit vielem Treibeis belastet, den mittleren Breiten zufliessen, dann, im Parallel von Chiloe sich nach O wenden und an der Küste von Chili eine Theilung nach N und S erleiden; der letztere Zweig bildet die SO und O Strömung um Cap Horn, die erstere die Küstenströmung von Chili und Peru, die erst unter dem Aequator, bei den Galapagos in die allgemeine Westströmung übergeht. Aus der Thatsache, dass auf der Reise von Dupetit-Thouars die 6600 F. tief gehende Sonde vertical blieb, als die Venus bei Chiloe vom Meere sich forttreiben liess, geht hervor, dass die Strömung nicht als eine oberflächliche betrachtet werden darf, sondern sich in die grössten Tiefen erstreckt. Die jährliche Mittelwärme dieser Strömung ist bei Callao 18°,5, ihr Maximum, im Januar, 22°,5, ihr Minimum, im November, 15°,5. Desshalb ist in Lima die jährliche Mittelwärme nur 22°,4, um 0°,7 niedriger als die von Rio-Janeiro, das 11° weiter vom Aequator entfernt ist. Im hohen Meere herrscht, im Parallel von Callao, eine Mitteltemperatur von wenigstens 25°, mit unbedeutendem Spielraum, so dass im November die Differenz der Meerestemperatur innerhalb und ausserhalb der Strömung bis auf 10° steigen kann. Bei Chiloe fand Dupetit-Thouars die Temperatur der Oberfläche 13°,0, in 3000 F. Tiefe 4°,1, in 6600 F. Tiefe 2°,3.

Literatur: Romme, *tableau des vents, des marées et des courants etc.*, 1817; Rennel, *investig. of the currents of the Atlantic Ocean*, 1832; Scoresby, *account of the Arctic Reg.* 1820; Sabine, *account of exper.*, 1825; v. Krusenstern, *Reise um die Welt, III*, 1812; Duperrey, *voy. autour du monde*, 1828; Meyen, *Reise um die Erde*, 1835; Dupetit-Thouars, *voy. autour du monde*, 1841—44; v. Humboldt, *Reisen etc.*; Berghaus, *Beitr. zur Hydrographie etc., geogr. Alm.* 1837; —, *Länder- u. Völkerk. I*, 1837; —, *physik. Atlas;* Muncke, im n. G. Art. *Meer.*

111. Temperatur der Ströme.

Eine Eigenthümlichkeit, welche die Temperaturverhältnisse stehender Gewässer von denjenigen des festen Bodens oder der Luft unterscheidet, kommt auch den Bächen und Flüssen zu: ihr jährlicher und täglicher Spielraum ist geringer, und ihr Einfluss auf das Klima einer Gegend besteht daher in einer Milderung der extremen Temperaturen. Es wird jedoch dieser Einfluss beschränkt durch die vielfache Bewegung, welche häufig die auf den Grund sinkenden kälteren Wasser wieder an die Oberfläche führt, und durch die tieferen Temperaturen, welche die Wasser in ihren höheren und daher kälteren Quellbezirken angenommen haben, so dass der Schwächung der Sommertemperaturen nicht eine gleichmässige Erhöhung der Wintertemperaturen entspricht und der mittlere Einfluss eine Depression der Mittelwärme bewirken kann. Localverhältnisse führen zu wesentlichen Modificationen. Die Erkältung wird stärker hervortreten im Oberlauf, besonders wenn der Quellbezirk durch hohes Gebirgsland gebildet wird; sie wird im Frühjahr sehr fühlbar werden in der Umgebung von Strömen, die starken Eisgang haben; sie wird dagegen bei Strömen von grosser Längenerstreckung und schwachem Gefäll im Mittel- und Unterlauf unmerklich sein; es kann sogar eine Erhöhung statt finden, wenn die Wassermasse nicht beträchtlich gross ist, so dass sie im Sommer sich schnell genug und bis zur Temperatur der Luft erwärmt, im Winter dagegen nicht, wie diese, unter 0^0 erkalten kann. Von grossem Einfluss ist endlich das Vorkommen tiefer Seebecken, in welche der Strom, wie die meisten Alpenströme, die kalten Wasser seines Oberlaufes ablagern kann. — Die Arve bei Genf fand de Saussure an schönen Sommertagen in den frühen Morgenstunden auf 14^0 bis 15^0, dann sank die Temp., so wie die Sonne höher stieg, bis um 9^h oder 10^h, auf 11^0 bis 13^0, blieb stationär, stieg wieder gegen Abend und erreichte, um 10^h oder 11^h Abends, 16^0 bis 18^0, blieb wieder stationär und sank von neuem gegen Morgen. In umgekehrtem Verhältniss zur Temperatur zeigte sich die Wasserhöhe; je wasserreicher der Strom, desto tiefer war seine Temperatur. Die Erklärung dieser Thatsachen ergab sich unschwer aus

der Berechnung der Zeit, welcher die Schmelzwasser der Hochgebirge bedürfen, um Genf zu erreichen. — Die Rhône und Saône bei Lyon verhalten sich wie grössere stehende Gewässer; sie sind etwas wärmer als die Luft im Herbst und Winter, kühler im Frühjahr und Sommer, ihre Mitteltemperatur stimmt mit derjenigen der Luft nahe überein, oder ist selbst etwas höher. Es ergeben sich nämlich, nach Bravais, folgende Werthe:

	Rhône.	Saône.	Luft.
Frühling	10°,4	10,6	10,9
Sommer	19,2	21,0	21,1
Herbst	13,8	13,6	12,8
Winter	4,9	3,3	2,3
Mittel	12,1	12,1	11,9

Die Saône, deren Wassermasse weniger als ein Drittel derjenigen der Rhône beträgt, hält in ihren Temperaturzuständen das Mittel zwischen denen der Rhône und denjenigen der Luft. —

Kalte Ströme nehmen in kurzer Zeit die höhere Temperatur ihrer Umgebung an. De Saussure fand die Temp. der Gletscherströme, in geringer Entfernung vom Gletscher, gleich 2°,5; am Col de Bonhomme hatte ein Wasser, das unter einer grossen Schneedecke hervortrat, 5°,4. Bischof hat die Temperatur der Gletscherwasser, so wie sie nicht mehr über Eis flossen, stets über 0° gefunden. Das aus dem unteren Gletscher von Grindelwald ausfliessende Wasser hatte 0°,5, das aus dem oberen ausfliessende 0°,75, das aus dem Lammerengletscher auf der Gemmi ausfliessende 0°,25. Agassiz fand die kleinen Gletscherbäche, so lange sie auf Eis flossen, stets auf 0°, so wie sie aber Kiesboden erreichten, stieg die Temp. sogleich auf 0°,1 bis 0°,7. Die Temp. des Gletscherstroms bei Zermatt war in den Frühstunden 0°, später am Tage 1° bis 1°,5; eine Meile unter Zermatt stieg sie um 9^h Morg. auf 1°,7, und weiter abwärts nahm sie von Meile zu Meile ungefähr um 1° zu.

Literatur. De Saussure, *variat. de hauteur et de temp. de l'Arve, J. de Ph.*, 1798, > *Gilb. Ann. XXIV*; — *voyages*; Bravais, *Patria, geogr. ph. de la France*; Bischof, *Wärmelehre.*

112. Quellentemperatur.

Die Temperatur der Quellwasser ist, wenn die früher behandelten Thermen ausgeschlossen werden, ein Product, theils der Temperatur der Hydrometeore, welche das Wurzelsystem der Quellen nähren, theils der Temperatur des Bodens. Sie ist veränderlich, oder constant, je nachdem das Quellwasser lange genug die Schichten des Bodens durchfliesst, in denen noch die täglichen oder jährlichen Schwankungen fühlbar werden, oder diese Schichten auf kürzestem Wege durchbricht und aus der Tiefe constanter Temperatur abstammt. Wasserreiche Quellen werden häufiger eine constante, wasserarme öfters eine veränderliche Temperatur zeigen. Die constante Temperatur von Quellen, deren Wurzelsystem sich in höheren Gebirgen befindet, muss in der Regel etwas niedriger sein, als die Mitteltemperatur ihrer Ausflussstelle. — Der Einfluss der Hydrometeore kann die Temperatur der Quellen erhöhen oder erniedrigen. Wo die meisten Regen im Sommer fallen, werden die Quellen wärmer sein, als die mittlere Lufttemperatur, wo trockene Sommer herrschen, und die Quellen vorzugsweise sich aus dem Schmelzwasser der im Winter gefallenen Schneedecke nähren, wird ihre Temperatur tiefer sein, als die Lufttemperatur. Unter einer Schneedecke, die mehrere Monate anhält, wird sich die im Sommer in den Boden eingedrungene Wärme in geringerem Maasse durch Strahlung verlieren. Ein gefrorner Boden wird das Eindringen der Schnee- und Eiswasser und Winterregen hindern. Moräste und Sümpfe dagegen, an deren Oberfläche stete Dampfbildung und daher Wärmeverlust statt findet, in denen ferner, wie in stehenden Wassern, die kalten Schichten zu Boden sinken und vorzugsweise in die Erde dringen, werden kältere Quellen liefern. —

Aus diesen Verhältnissen erklären sich die Abweichungen, die sich nicht selten zwischen der mittleren Luft- und Quellentemperatur zeigen. — Zwischen den Wendekreisen und nahe ausserhalb, wo sich die Quellen von dem kühleren Wasser der Regenzeit nähren, ist die Quellentemperatur niedriger als die Lufttemperatur; es ergeben sich folgende Werthe:

Ort.	Quellen-T.	Luft-T.	Beobachter.
Congo	22,8	25,6	Smith
Cumana	25,6	28,0	v. Humboldt
Jamaica	26,1	27,0	Hunter
Havanna	23,5	25,5	Ferrer
Teneriffa	18,0	21,6	v. Buch

In gleichem Sinn liegende Differenzen hat man in Italien und anderen südeuropäischen Ländern zu erwarten, wo trockene Sommer und regnerische Winter herrschen.—Dagegen fällt der Unterschied so viel als ganz weg an Orten, wo es beinah niemals regnet, wie in Cairo, wo die Temp. 22°,5 des tiefen Brunnens der Citadelle sich wenig von der mittleren Lufttemp. 22°,2 unterscheidet; oder an Orten, wo die Regen sich auf das ganze Jahr vertheilen, wie in Basel, wo das Mittel der Temperatur der Quellen, 9°,5, mit der Lufttemperatur 9°,8 beinah übereinstimmt; in Stuttgart, wo die Quellen 9°,85, die Luft 9°,46 mittl. Temp. haben; oder in Edinburgh, wo die erstere 8°,6, die letztere 8°,4 beträgt. — In Gegenden endlich, die vorzugsweise Sommerregen und im Winter einen gefrornen und mit Schnee bedeckten Boden haben, übersteigt die Quellenwärme die Luftwärme. So in Schweden, wo Wahlenberg folgende Differenzen fand:

Ort.	Quellen-T.	Luft-T.
Upsala	6°,5	5°,3
Umeo	2,9	0,8

Andere Quellen derselben Gegenden weichen indess nur unbedeutend von der Lufttemp. ab, und die Abweichung ist um so grösser, je beständiger die Temperatur der Quelle im Laufe des Jahres ist, aus je grösserer Tiefe sie also herstammt; es muss daher wohl auch ein Theil wenigstens des Temperaturüberschusses von der inneren Erdwärme abgeleitet werden. — Die Annahme, dass auf den höheren Alpen, nach den Bestimmungen von Wahlenberg, die Quellenwärme höher sei, als die Luftwärme, ist noch begründeten Zweifeln ausgesetzt. Es ist die Temperatur dieser

Quellen nur im Sommer und oft nur einmal beobachtet worden; es ist ferner die Luftwärme nur indirect durch Berechnung aus derjenigen tieferer Standpunkte bekannt.

Kupffer hat versucht, nach einer Formel von Fourier, welcher die Formel (1) S. 317 entspricht, aus dem jährlichen Spielraum der Quellentemperatur die Tiefe ihrer Sammler zu berechnen. Die angeführte Formel

$$\log \triangle_p = \log \triangle_0 - B\,p$$

worin $\triangle_0$, $\triangle_p$ den Spielraum an der Oberfläche und in der Tiefe p und B eine Constante bezeichnen, führt nämlich zur Kenntniss von p, wenn die drei übrigen Grössen gegeben sind. Für $\triangle_0$ kann man den Spielraum der Lufttemperatur einsetzen, und kennt man für eine gegebene Tiefe p den Spielraum $\triangle_p$, so lässt sich B bestimmen, so dass dann für jeden anderen Spielraum $\triangle_p$ der Werth von p sich aus der Formel ergibt.

V. TEMPERATURZUSTÄNDE DER ATMOSPHÄRE.

A. Die Atmosphäre im Gleichgewicht.

113. Abnahme der Temperatur mit steigender Höhe.

Die Verminderung der Mitteltemperaturen bei wachsender Entfernung von dem Meeresniveau hat sich bereits in den Temperaturen der Erdoberfläche und des Bodens gezeigt. Weniger gestört durch secundäre Einflüsse findet diese Abnahme in der freien Atmosphäre statt, und die früher berücksichtigten Depressionen sind grösstentheils abhängig von dieser letzteren allgemeinen Abnahme. Als Ursachen der Erniedrigung der Temperatur in der Höhe lassen sich erkennen: 1. das Eindringen der niedrigen Wärme des Weltraums durch Mittheilung an die äussersten Schichten der Atmosphäre, welche erkalten und von wärmeren und daher expansibleren verdrängt werden; 2. die geringere Wärmecapacität dünner Luft, welche bewirkt, dass ihre Temperatur durch Absorption der Sonnenwärme weniger erhöht wird, als diejenige tieferer, dichter Luft; dass ferner aufsteigende Luftströme durch das Latentwerden

eines Theiles ihrer Wärme erkalten; 3. die Diathermansie verdünnter Luft, die nur eine geringe Absorption der durchgehenden directen Sonnenwärme gestattet; 4. die Erwärmung der unteren Luftschichten durch die zurückstrahlende dunkle Wärme der Erdoberfläche, welche in stärkerem Verhältniss als die directe leuchtende Sonnenwärme absorbirt wird.

Die Bemühungen, den Betrag und das Gesetz der Wärmeabnahme auf theoretischem Wege zu finden, haben bis jetzt zu keinen sicheren Resultaten geführt, und directe Bestimmungen, die nur durch das Aufsteigen in Aerostaten erhalten werden können, erstrecken sich allein auf die tieferen Schichten der Atmosphäre, in welchen die Temperaturdifferenzen nicht gross genug sind, um ein bestimmtes Gesetz erkennen zu lassen und zwischen verschiedenen Annahmen zu entscheiden. Da man ferner bis jetzt nur vereinzelte Angaben und nicht Mittelwerthe erhalten konnte, so sind die Bestimmungen getrübt durch alle secundären Störungen, die aus den vielfachen Bewegungen der Atmosphäre, der ungleichen Beimengung von Wasserdampf, den Niederschlägen desselben in Nebeln und Wolken und dem ungleichen Stande der Sonne hervorgehn. Die ausgedehnteste Reihe von Bestimmungen lieferte die aerostatische Reise von Gay-Lussac im J. 1804. Wählt man unter den 21 Temperaturangaben derselben 10 ungefähr gleich weit abstehende aus, so ergeben sich folgende Werthe:

Höhe.	Temperat.	Erhebung für 1° Abn.	Abnahme für 100m
0m,00	30°,75		
3032,01	12,50	166m,1	0°,60
3412,11	11,00	172,8	0,58
3816,79	10,50	188,5	0,53
4511,61	8,75	205,1	0,49
4808,74	6,50	198,3	0,50
5267,73	4,25	198,8	0,50
5631,65	0,00	183,1	0,55
6040,70	—3,00	179,0	0,56
6884,14	—7,00	182,0	0,55
6977,37	—9,50	173,4	0,58
Mittel		184,7	0,54

Die Werthe für 1^0 Abnahme der Temp., oder für 100^m Erhebung, sind vom Boden aus bis zur angegebenen Höhe berechnet. Stellt man das Mittel zusammen mit den auf anderen aeronautischen Reisen erhaltenen, so ergibt sich, nach Bravais,

Beobachter.	Erreichte Höhe.	Für 1^0 Abnahme.	Für 100^m Erhebung.
Gay-Lussac	6977^m	$184^m,7$	$0^0,54$
Zeune u. Jungius	3900	189,0	0,53
Graham u. Beaufoy	3800	185,0	0,54
Sacharow	2800	179,5	0,56
Clayton	5450	273,0	0,37
Mittel		202,2	0,51

Mit Ausschluss der stark abweichenden Angabe von Clayton gibt das Mittel der übrigen für 1^0 Temperaturabnahme eine Höhendifferenz von $184^m,55$ oder 568,13 fr. Fuss, was mit dem S. 286 gefundenen Werth ziemlich gut übereinstimmt, doch aber eher kleiner als grösser zu erwarten gewesen wäre, da in freier Luft die Temperatur schneller abnehmen muss, als über dem Wärme strahlenden Boden.

Die Temperaturverhältnisse der Atmosphäre stehn in enger Verbindung mit der astronomischen Strahlenbrechung, und es lässt sich daher von dieser auf jene zurückschliessen. Indem von Zach nach den Beobachtungen von Bouguer, Maskelyne, v. Humboldt, die Horizontalrefraction zwischen den Tropen gleich 30′ bis 31′, nach denen von Bradley und seinen eigenen in mittleren Breiten gleich 35′ bis 36′ annimmt, findet er, nach der Methode von La Place, die einer Temperaturabnahme von 1^0C entsprechende Erhebung für die heisse Zone gleich $126^m,3$ oder 389 F., für die gemässigte Zone gleich 173^m oder 533 F.

Eine regelmässig fortsetzende Zu- oder Abnahme der Höhendifferenzen für 1^0 Temperaturabnahme scheint sich aus den Bestimmungen von Gay-Lussac nicht zu ergeben. Durch eine verschiedene Combination der erhaltenen Angaben berechnet indess Gay-Lussac die Erhebung für 1^0 Abnahme vom Boden bis 3700^m

Höhe gleich 191^m und von da bis 7000^m gleich 141^m. Biot führt zuerst die Temperaturangaben von Gay-Lussac auf eine regelmässig abnehmende Reihe zurück und aus dieser folgt dann ebenfalls eine in der Höhe rascher fortschreitende Abnahme, vom Boden bis 3700^m gleich 188^m,5, von da bis 5700^m gleich 185^m,8, zwischen 5700^m und 7000^m gleich 161^m,2. Gewöhnlich wird jedoch angenommen, dass für gleiche Höhendifferenzen die Temperatur sich in jeder Höhe um gleich viel vermindere, bei gleicher Zunahme der Höhe die entsprechenden Temperaturen demnach eine fallende arithmetische Reihe bilden. —

Damit die Atmosphäre gegen den Weltraum begrenzt sei, muss, nach Poisson, die Elasticität der Luft an der oberen Grenze null sein und daher in stärkerem Verhältniss abgenommen haben, als die Dichtigkeit, oder der Druck, und diese schnellere Abnahme ist offenbar eine Wirkung der tieferen Temperaturen in der höheren Atmosphäre. Es muss daher an der oberen Grenze der Atmosphäre eine Temperatur herrschen, die der Luft ihre Elasticität zu nehmen, d. h. die sie auf einen dem der tropfbaren Flüssigkeiten ähnlichen Aggregatzustand zurückzuführen vermag, und der gasförmige Theil der Atmosphäre wäre demnach zwischen zwei concentrischen Schalen tropfbarer Flüssigkeit eingeschlossen, von denen jedoch die obere im Verhältniss zur unteren, d. h. zum Seewasser, als beinah von verschwindend kleiner Dichtigkeit anzunehmen ist. Die Temperatur an dieser oberen Grenze der Atmosphäre findet Biot gleich —266^0 $^2/_3$, oder, mit dem neueren Ausdehnungscoefficient der atmosphärischen Luft, gleich —272^0,5. Wendet man nämlich die unterste Formel der S. 14 auf die atm. Luft an, so dass d, h, t sich auf die obere Grenze der Atmosphäre beziehn, so ist

$$\frac{1+at}{1+at'} = \frac{h\,d'}{h'\,d}$$

und, da $h = o$, so ist

$$1 + at = 0$$

oder

$$t = -\frac{1}{a}.$$

Man hat, nach theoretischen Betrachtungen, verschiedene Gesetze für die Temperaturabnahme in der Atmosphäre versucht. Euler, *de la refr.*, *de la lum. dans l'atm.*, *M. de Berl.*, 1754, nimmt an, die Temperatur bilde

eine fallende harmonische Progression, wenn die Höhen nach einer arithmetischen Progression steigen, es sei nämlich $t^h = \frac{f\,t^0}{f+h}$, also $h = f.\,\frac{t^0 - t^h}{t^h}$ wenn t^0, t^h die Temperaturen am Boden und in der Höhe h, und f eine Constante bezeichnen. — Lambert, *sur la densité de l'air*, *M. de Berl.* 1772, —, *Pyrometrie*, 1779, lässt die Wärme in geometrischer Progression abnehmen, indem er eine Formel von der Form der auf S. 27 gegebenen anwendet. La Place, *des réfr. astr.*, *Mécan. cel. IV*, 1806, zeigt, dass die Wärme schneller, als nach einer arithmetischen, langsamer als nach einer geometrischen Reihe abnehmen müsse. V. Zach, *zu einer Theorie der Atm.*, *Mon. Corr. XXI*, 1810, setzt die Wärmeabnahme, sowohl den absoluten Höhen, als den entsprechenden Barometerständen proportional, woraus sich, im Gegensatz mit den aus den Beobachtungen von Gay-Lussac gezogenen Schlüssen, eine mit der Entfernung vom Boden wachsende Höhendifferenz für 1° Wärmeabnahme ergibt. Oriani, *sur les refr. astr. Ephem. Mediol.* 1788, und v. Lindenau, *tables barométr.*, 1809, geben einer harmonischen Reihe den Vorzug; auch die Hypothese von Leslie, *Enc. Brit.* Art. *Climate* und *Ann. of ph. XIV*, über das Gesetz, nach welchem der Druck in der Atmosphäre abnimmt, dass nämlich die Abnahme der Temperatur $= 25^0 \left(\frac{1}{p} - p\right)$, wenn p die Dichtigkeit der Luft auf der oberen Station bezeichnet, beruht, wie Plana, *rech. sur la refr.*, *Mem. de Tur.*, 1823, gezeigt hat, auf einer Abnahme der Temperatur, wie Euler sie voraussetzt. Mit derselben Frage haben sich beschäftigt Ivory, *on the astr. refr.*, *Ph. Tr.* 1823, und *ph. Mag. LXVI*, 1821; Prechtl, *über das Gesetz der Abn. der Wärme mit der Höhe*, *Gilb. Ann. LXXVI*, 1824; Schmidt, *math. Geogr.*, *II*, 1830; Biot, *sur la constit. de l'atm.*, *Conn. des temps*, *p.* 1841; Atkinson, *on astr. refr.*, *Mem. of the Astr. Soc.*, *II.* — Empirische Bestimmungen geben de Saussure, *voyages;* Gay-Lussac, *relat. du voy. aerost.*, *A. de Ch. LII*, 1805; de Humboldt, *observ. astr. I*, 1810; —, *Mém. d'Arc.*, *III;* Ramond, *mém. sur la form. bar.* 1811; Sacharow, *Luftfahrt zu Petersb.*, *Gilb. Ann. XX.* — Zusammenstellung der theoretischen und empirischen Resultate in Muncke, u. G. Art. *Erde*; Kämtz, *Meteor. II;* —, *cours de météor.*, *p.* Martins, 1843; Forbes, *rep. on meteorol.*, übers. v. Mahlmann, 1836; Saigey, *physique du globe*, 1842.

114. Spielraum der Temperaturabnahme.

Schon de Saussure fand, dass die Abnahme der Temperatur in der Höhe zu verschiedenen Tagesstunden und Jahreszeiten ungleich sei: es ergeben sich nämlich aus den von 2 zu 2 Stunden

in den ersten 14 Tagen des Juli auf dem Col du Géant und in Genf beobachteten Temperaturen folgende Erhebungen in fr. Fuss und in Meter für 1°C Abnahme der Temperatur:

	Mittern.	IIM.	IV	VI	VIII	X
Fuss	531	586	651	603	554	495
Meter	172	190	211	196	180	161
	Mittag	IIA	IV	VI	VIII	X
Fuss	458	433	439	436	443	485
Meter	149	141	143	142	144	158

Mittel.
Fuss 509,5
Meter 165,5

Die Abnahme zeigte sich daher am langsamsten in der kältesten, am schnellsten in der wärmsten Stunde des Tages. Dasselbe Ergebniss geht hervor aus den 44tägigen Beobachtungen von Bravais und Martins im Juli und August auf dem Faulhorn, verglichen mit gleichzeitigen in Mailand, Genf und Zürich, und den 24tägigen von Kämtz im September und Anfangs October auf dem Faulhorn, verglichen mit Genf und Zürich; nämlich für

	Mittern.	IIIM.	VI	IX	Mittag.	IIIA.	VI	IX	Mittel.
Meter	200	200(?)	190	160	155	139	139	159	170 B. u. M.
—	225	279	297	224	198	162	166	199	219 K.

Es geht auch hervor aus den Beobachtungen von Kämtz auf Rigikulm, während 29 Tagen im Juni, verglichen mit Zürich; nämlich für

	Mittern.	IIIM.	VI	IX	Mittag.	IIIA.	VI	IX	Mittel.
Meter	164	181	179	144	130	127	122	144	149,1

Die starke Differenz in der Wärmeabnahme zur Zeit der kältesten und wärmsten Tagesstunde lässt auf einen entsprechenden Unterschied der Abnahme in der kalten und warmen Jahreszeit schliessen, und diese Folgerung findet sich allerdings bestätigt. Bereits die doppelte Reihe von Werthen für das Faulhorn zeigt im Herbst allgemein eine höhere Erhebung für 1° Abnahme als im Sommer. Für den Rigi fand Horner die Erhebung im Juni

im Mittel gleich 161m, im Januar gleich 653m. Aus den vieljährigen Beobachtungen auf dem Gr. Bernhard und in Genf und aus denjenigen von 30 nördlich und südlich von den Alpen liegenden Orten hat Kämtz folgende Mittelwerthe der einer Wärmeabnahme von 1° entsprechenden Erhebung in den einzelnen Monaten abgeleitet:

Monate.	S. Bernh. und Genf.	Alpenzug.
Januar	270m,53	257m,27
Februar	222,58	193,54
Mars	182,43	159,63
April	176,00	160,60
Mai	178,14	157,87
Juni	176,19	148,32
Juli	181,07	148,71
August	196,85	145,98
September	196,85	161,96
October	195,88	177,75
November	241,88	195,49
December	217,90	233,49
Mittel	202,12	172,68

Die Abnahme auf dem Gr. Bernhard ist weniger regelmässig, als an den tiefer liegenden Orten zu beiden Seiten der Alpen, wahrscheinlich wegen längerer Schneebedeckung im Frühjahr, wodurch die Wärmedifferenz vermehrt werden muss, doch fällt das Maximum der Erhebung auch hier in den kältesten Monat. Für die tieferen Orte entspricht, wie man erwarten durfte, das Maximum dem kältesten, das Minimum dem wärmsten Monat.

Die raschere Abnahme der Temperatur in den wärmeren Stunden und Jahreszeiten, die verzögerte in den kälteren Stunden und Monaten hat zur Folge, dass mit steigender Höhe der tägliche und jährliche Spielraum der Temperatur immer kleiner werden und zuletzt verschwinden muss; eine Folgerung, die auch direct aus den S. 281 angeführten Beobachtungen sich ergeben hat. Es findet also von der Erdoberfläche aufwärts dieselbe Erscheinung statt, wie abwärts, wenn man in den Boden eindringt: eine Abnahme

und ein Verschwinden, zuerst des täglichen Spielraums, dann, in grösserer Entfernung, auch des jährlichen Spielraums; nur muss in der beweglichen Atmosphäre das Gesetz der Abnahme häufig gestört werden durch Winde und die Veränderungen des Dampfgehalts. — Man hat die Höhe, bis zu welcher die jährlichen Schwankungen der Temperatur sich erheben, auf verschiedene Weise zu bestimmen gesucht. De Saussure schätzt diese Höhe, in Folge seiner Beobachtungen über die Abnahme des Spielraums, auf 6000 bis 7000 Toisen; von Zach berechnet, nach seiner Voraussetzung über das Gesetz der Wärmeabnahme, dass in einer Höhe von 5693 Toisen unter allen Zonen dieselbe Temperatur herrschen müsse; Kämtz entwickelt aus den Werthen des jährlichen Spielraums an sieben in verschiedenen Höhen gelegenen Orten eine empirische Formel, nach welcher derselbe in der Umgebung der Alpen folgende Werthe erhält:

Höhe.	Spielraum.
0t	20°,00
500	17,26
1000	14,90
1500	12,86
2000	11,10
10000	1,05
20000	0,06

so dass der Spielraum kaum in dem Dreifachen der von de Saussure angenommenen Höhe als verschwindend betrachtet werden dürfte.

Literatur. De Saussure, *voyages*, §. 2050; v. Zach, *z. e. Theorie der Atm.*, *Mon. Corr. XXI*, 1810; Kämtz, *Beob. auf dem Rigi u. Faulh.*, *Poggd. XXVII*, 1833; —, *Meteorol. II*; —, *cours de mét. par* Martins, 1843; Bischof, *Wärmelehre*, 1837.

115. Anomalien.

Die Wärmevertheilung in der Atmosphäre und die regelmässige Abnahme der Temperatur mit zunehmender Höhe erscheint nicht selten gestört, und zwar nicht nur in der Nähe des Bodens,

wo, nach den S. 269 angeführten Beobachtungen von Pictet und Marcet, öfters die Wärme mit der Höhe steigt, sondern auch in den höheren Schichten. Auf seiner aerostatischen Reise fand Gay-Lussac wiederholte Rückgänge zu höheren Temperaturen bis in die Höhe von 3000'. Nachdem das Thermometer im Aufsteigen bei 1890' bis auf $8^0,4$ gefallen war, stieg es bei 1960' auf $10^0,4$, fiel dann wieder fortdauernd und stund bei 2630' auf $0^0,95$, stieg bei 2700' auf $4^0,38$, und erlitt noch einen letzten Rückgang bei 2910'.

Am häufigsten und zuweilen längere Zeit anhaltend zeigen sich diese Umkehrungen der Wärmeabnahme im Winter. Nicht nur auf den 1000 bis 2000 F. über die Niederungen der Schweiz aufsteigenden Hügeln herrscht öfters Wochen lang im Winter eine beträchtlich mildere Temperatur, als in unseren Städten, sondern auch auf den grösseren Höhen des Gebirges. Während des harten Winters von 1829 auf 1830 fand Hugi die Temperatur auf dem Weissenstein anhaltend höher als in dem um 3000 F. tiefer liegenden Solothurn. Eschmann fand auf dem Rigikulm, vom 29. Januar bis 1. Februar, das Thermometer um 5^0 bis 9^0 höher, als gleichzeitig in Zürich, während man, bei dem Höhenunterschied von 4200 F., einen um 8^0 tieferen Stand hätte erwarten dürfen. In manchen Wintern liegt der Schnee weit höher in den Niederungen, die Kälte ist beträchtlich grösser, als auf den Gebirgen des Berner Oberlandes, es bleiben die mittleren Höhen zuweilen sogar längere Zeit schneefrei, während ausserhalb des Gebirges Alles unter Schnee liegt. In dem strengen Winter von 1788 bis 1789, als in Bern das Thermometer auf -25^0 R sank, und der Murten- und Bielersee ganz, der Neuenburgersee grösstentheils zufroren, blieben die beiden See'n des Oberlandes ohne Eis, und grosse Schaaren sonst seltener Wasservögel suchten in dem wärmeren Gebirge Schutz gegen die Kälte. Den 12. März 1841, in einer Jahreszeit, wo diese Anomalien schon seltener werden, hatten Agassiz und Desor auf der Grimsel um 4^h Morg. $-2^0,1$, während denselben Tag um 7^h Morg. in Lachauxdefond -4^0 beobachtet wurde; auf dem Aargletscher war um 2^h Nachm. die Temperatur im Schatten $+1^0,1$, in der Sonne nöthigte die Hitze sich der Oberkleider zu entledigen. Auf dem ungefähr gleich hohen Gr. Bernhard war um 3^h Nachm. die Temp. $+2^0,4$. —

Fournet berichtet übereinstimmende Thatsachen aus Frankreich. In dem Winter von 1838 war das Thermometer zu Lyon auf —21°,25, im Thal der Loire auf —25° und —27°,5 gefallen; gleichzeitig sank es in dem 200met höher liegenden Tarare nur bis —13°,75, auf den Gebirgen von Forez nur bis —15°. Im südlichen Frankreich betrug das Minimum in dem an der Rhone liegenden Andancette —20°, in dem 775m höheren Annonay —17°, in dem noch 350m höheren S. Agrève —12°. In Genf erreichte die Temperatur zweimal —25°, an zwei anderen Tagen —21°,5; auf dem Gr. Bernhard dagegen fiel an den zwei ersten Tagen das Thermometer nur bis —19°,4, an den zwei letzteren nur bis —18°,8. Es zeigen sich diese Anomalien sogar in den monatlichen Mitteln. Das Mittel der täglichen Minima des Januar beträgt in Genf, nach einem 15jährigen Durchschnitt, —3°,02, auf dem Bernhard —12°,07, die mittlere Differenz der Januarminima ist also 9°,05, und in warmen Wintern steigt sie bis auf 12°; sie erhob sich z. B. im Jan. 1841 auf 11°53. In kalten Wintern aber vermindert sich diese Differenz bis auf 5°; sie war 5°,20 i. Jan. 1830, 5°,38 i. Jan. 1838. Es zeigt sich auch deutlich, dass diese Anomalien ihren Grund in dem grösseren Spielraum der unteren Station haben; es fiel nämlich 1830 das Januarminimum in Genf 6°,03 unter das mittlere Januarminimum, auf dem Gr. Bernhard nur 2°,53; im Jan. 1838 waren die Abweichungen 5°,94 und 2°,27. — Aber auch im hohen Norden zeigen sich im Winter, während der langen Nacht dieser Gegenden, gleiche Anomalien. Zu Bossekop in Lappland untersuchten im Winter 1838 Lottin und Bravais die Temperatur der höheren Luftschichten vermittelst Ballons, welche Registerthermometer trugen. Die Temperatur stieg vom Boden aufwärts bis in Höhen von 100met.; der Ueberschuss in dieser Höhe betrug im Mittel 1°,6, stieg aber auch bis auf 6°, und erst in grösserer Höhe nahm die Temperatur fortdauernd ab. In der entgegengesetzten Jahreszeit, im Juli, fand auch Sabine auf Spitzbergen, auf dem Gipfel eines 500met. hohen Berges, bei sehr heller Witterung, die Temperatur um 2° höher als auf der unteren Station.

Die Ursache dieser abnormen Vertheilung der Temperatur kann für die tieferen Luftschichten in dem Einfluss des durch Strahlung

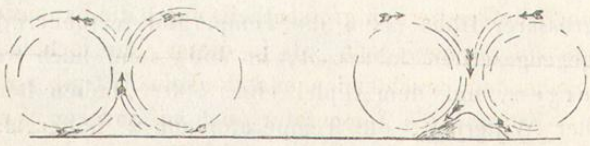
oder längeren Frost stärker als die darüber liegende Luft erkalteten Bodens, für die höheren in einzelnen Fällen in hydrometeorischen Niederschlägen und hiedurch entbundener latenter Wärme, in der Regel aber muss sie wohl in dem Vorherrschen entgegengesetzter atmosphärischer Strömungen, eines kalten Nordwindes in der Tiefe, eines warmen Südwindes in der Höhe, gesucht werden.

Literatur: Horner, *über den Einfluss der Tageszeiten etc.*, *Schweiz. Dkschr. I*, 1833; Desor, *excurs. d. l. glac.* 1844; Arago, *Bericht über Meteor. und Physik des Erdballs etc.*, *Unterh. IV*, 1840; Fournet, *intervers. de la temp. atm. dans les hivers rigoureux*, *A. de Ch. LXXII*, 1839; Martins, *hivern. en Laponie*, *Rev. indép.*, 1843.

B. Winde.

§116. Ursprung der Winde.

Die Störung des atmosphärischen Gleichgewichts, wodurch die Strömungen der Luft, oder die Winde erzeugt werden, (I, 69) geht hervor aus der Ungleichheit der Temperatur angrenzender Luftmassen. Die sich erwärmende Luft dehnt sich aus, wird specifisch leichter und bildet einen aufsteigenden Luftstrom, die aufgestiegene Luft wird ersetzt durch horizontal von der Seite der Wärmequelle zufliessende Ströme, und in die entstehende Leere sinkt die Luft nieder, die in der höheren Atmosphäre erkaltet und schwerer geworden ist. Die Rotation findet in umgekehrtem Sinn statt, wenn die Luft über einer Stelle des Bodens stärker, als über benachbarten Stellen erkaltet; die schwerer gewordene kalte Luft fliesst nach allen Seiten ab und wird ersetzt durch Luft, die von oben zufliesst. Ein Beispiel der ersteren Rotation bietet jede



Flamme, jedes Feuer dar, jeder mehr, als seine Umgebung, von der Sonne erwärmte Boden. Beispiele der umgekehrten Strö-

mung geben die kühlen Winde, die an heissen Sommertagen aus dichten Wäldern, oder aus dem Schatten, den eine dunkle Wolke bildet, oder aus dem unteren Ausgangsstollen tiefer Schachte ausströmen. Von der Intensität und der Ausdehnung der Erwärmung oder Erkältung und von der Zeitdauer ihres Einflusses wird die Stärke des Windes und auch die Höhe abhangen, zu welcher hinauf die Strömung sich erstreckt. Die neueren anemometrischen Beobachtungen in Greenwich, Birmingham und Toronto beweisen, dass in Mittelresultaten die Stärke des Windes einer täglichen Periode unterworfen ist, die mit derjenigen der Temperatur Schritt hält, so dass zur Zeit der höchsten Tageswärme auch der Wind seine grösste Stärke erreicht (Sabine). Die Höhe der verticalen Strömungen kann sich auf wenige Klafter beschränken, sie kann aber auch bis in die oberen Höhen der Atmosphäre aufsteigen, und in dem letzteren Fall wird der Hergang oft dargestellt als eine durch den aufsteigenden Luftstrom bewirkte Anschwellung der Atmosphäre und ein Abfliessen der erhöhten Luftmasse nach tieferen Stellen, oder als eine durch die Verdichtung der unteren erkalteten Luft erzeugte Einsenkung der Atmosphäre und ein Zufliessen nach dieser Vertiefung. Die Rechnung lehrt jedoch, dass die Temperatur einer aufsteigenden Luftmasse, in Folge der Ausdehnung, schneller, als diejenige in der ruhenden Atmosphäre abnimmt, so dass die aufsteigende Luft lange ehe sie die obere Grenze der Atmosphäre erreicht, sich mit den angrenzenden Luftschichten ins Gleichgewicht gesetzt haben muss. Es wird diess auch bald klar, wenn man die Wärmeabnahme in einer Atmosphäre, die man sich zuerst bis zu überall gleicher Dichtigkeit comprimirt und dann zu ihrer wirklichen Höhe ausgedehnt denkt, vergleicht mit derjenigen, die in der längst ins Gleichgewicht gelangten Atmosphäre statt findet; das Gesetz der Abnahme in jener, worin die ursprüngliche Temperatur grossentheils durch die Expansion latent wird, muss ein rascheres sein, als in dieser, die fortdauernd von der durchgehenden, leuchtenden und dunkeln Wärme einen Theil absorbirt. — Es kann die Temperatur auch auf anderen Wegen eine Störung des atmosphärischen Gleichgewichts verursachen. Die Entbindung latenter Wärme, bei schnellen und ausgedehnten hydrometeorischen Niederschlägen, muss eine Ausdehnung und, in Folge

derselben, einen Druck auf die umgebenden Luftmassen erzeugen, der jedoch nicht mit voller Stärke einwirkt, weil zugleich durch die Verdichtung des Wasserdampfes zu Wasser im Inneren der sich ausdehnenden Luftmasse freier Raum entsteht. Das umgekehrte Verhältniss findet statt, wenn die Dunstbläschen der Nebel und Wolken sich in Dampf verwandeln, es wird Wärme latent, aber zugleich erhöht sich die Tension um die des neu gebildeten Dampfes. — Nach ihrem Ursprung lassen sich daher die Winde eintheilen, in Winde durch Aspiration, wozu die von der Seite der Lichtflamme, oder von der Höhe her dem kalten Boden zuströmenden gehören, und Winde durch Impulsion, wie die von der Lichtflamme aufsteigenden, oder von der kalten Stelle abfliessenden. Die Richtung der Aspirationswinde ist derjenigen, nach welcher sie successiv fühlbar werden, entgegengesetzt, die Richtung der Impulsionswinde stimmt mit der Richtung ihrer Verbreitung überein. Herschel unterscheidet Luftströme (*winds of translation*) und Luftschwingungen (*winds of oscillation*), nach demselben Princip, wie im Ocean Strömungen und Wellen unterschieden werden. Eine anhaltend fortwirkende Störung des atmosphärischen Gleichgewichts erzeugt Luftströme, eine vorübergehende Störung veranlasst Schwingungen oder Wellen, worin, nebst der fortschreitenden Bewegung der Form, auch eine abwechselnd vor- und rückschreitende Bewegung der Lufttheile selbst, d. h. ein hin- und herströmender Wind statt findet.

Die Geschwindigkeit des Windes hängt zunächst ab von dem Betrag der Temperaturdifferenz, oder dem Unterschied der Luftdichtigkeit, welche die Störung des Gleichgewichts verursacht. Wie bei Wasserströmen ist aber auch der Umfang des Profils von grossem Einfluss. Breite Luftmassen, die sich durch enge Thäler durchdrängen müssen, erlangen darin eine viel grössere Geschwindigkeit, und dieselbe Wirkung muss durch einen verticalen Druck erzeugt werden, wenn schief aus der Höhe einfallende Luftmassen tiefere Luftschichten zu verdrängen streben. — Zur Bestimmung der Geschwindigkeit des Windes aus der Dichtigkeit der Luftmassen, oder aus dem Druck, unter dem sie stehn, könnte man sich der von Dan. Bernoulli auf den Ausfluss der Gase aus engen Oeffnungen angewandten Formel von Torricelli bedienen. Es wäre nach der-

selben die Geschwindigkeit v des Windes in der Secunde und in Metern, wenn h, h′ den Druck bezeichnen, unter dem die ausströmende und die ihr Widerstand leistende Luft stehn, oder auch die diesem Druck proportionalen Dichtigkeiten, t die Temperatur der ausströmenden Luft, a den Ausdehnungscoefficienten

$$v = 395^m \sqrt{(1+at)(1-\frac{h'}{h})}$$

Die Anwendung dieser Formel auf grössere Luftmassen, deren Tensionen um mehr als 1 Decimeter Quecksilberhöhe differiren, ist indess kaum gestattet. Schmidt findet unter Voraussetzung von $t = 0^0$

$$v = 395^m \left(\frac{h}{h'} - 1\right)$$

Bei ungleicher Wärme müssen für h und h′ den verschiedenen Dichtigkeiten proportionale Barometerstände gesetzt werden. Die nach der ersten Formel berechneten Werthe sind $\sqrt{\frac{h'}{h\,(h-h')}}$ mal grösser, als die durch die zweite erhaltenen und fallen offenbar zu gross aus.

Eine geographische Darstellung der Windverhältnisse kann auf dem Wege der Induction nur hervorgehn aus der Zusammenstellung localer Beobachtungen, und diese beschränken sich in der Regel auf die Anzeige der Richtung horizontaler Winde zu bestimmten Tagesstunden. Trägt man die Zahlen, welche angeben, wie oft, während eines längeren Zeitraums einer der acht Winde aufgezeichnet wurde, oder denselben proportionale Zahlen, auf die acht Punkte eines Horizonts auf, wie in der Figur S. 113, so erhält man die Windrose des gewählten Ortes. Nach der Formel von Lambert lässt sich dann die mittlere oder vorherrschende Richtung und die Stärke derselben finden; oder man kann auch, statt, wie in jener Formel, entgegengesetzte Winde als sich aufhebende zu behandeln, nach Schouw das Verhältniss derselben und durch dieses bestimmen, welche Richtung die vorherrschende gewesen sei, indem man z. B. das Verhältniss der N zu den S Winden so berechnet, dass man die Summe aller NW, N und NO Winde als N Winde, diejenige aller SW, S uud SO Winde als S Winde betrachtet.

Literatur. Aeltere Arbeiten über den Ursprung und die Theorie der Winde von Baco v. Verulam, *h. n. de ventis*, 1664; Dampier, *a discourse of winds, breezes etc.*; Varenius, *geogr. generalis*, 1651; Halley, *of the tradewinds and monsoons*, *Ph. Tr.*, 1686; Hadley, *on the cause of the*

tradewinds, *Ph. Tr.* 1735; DE LA HIRE, *obs. méteor. de l'Acad.* 1700—1719; MARIOTTE, *de la nature de l'air*, *Oeuvr.* 1717; D'ALEMBERT, *reflect. sur la cause générale des vents*, 1747; SARRABAT, *sur les causes et les variat. des vents*, *Acad. de Bord. III*; LAMBERT, *s. l. obs. du vent*, *M. de Berl.* 1777; DE LA COUDRAYE, *théorie des vents*, 1786; DE LUC, *modif. de l'atm. I*, 1784; HUBE, *Naturlehre*, 1793; v. LINDENAU, *Theorie merkw. Winde*, *Mon. Corr. XIII*, 1806; DALTON, *meteor. obs.* 1793; —, *Beob. über die Theorie der Winde*, *Ph. Mag.*, *Ser. III*, *Vol. XI*; DOVE, *über die verschied. Theorien des Windes*, *Poggd. XLII*, 1837; SCHMIDT, *math. Geogr. II*, 1830; DANIELL, *meteorol. essays*, 1823; POUILLET, *über den aufsteigenden Luftstrom*, *Poggd. LVIII*; SAIGEY, *physique du globe*, 1842; KÄMTZ, *Meteor.*, *I*, 1831; MUNCKE, n. G. Art. *Wind*; LARTIGUE, *exposition du système des vents*, 1840; HERSCHEL, *rep. of the Brit. Ass. of* 1843; SABINE, *Brit. Ass. of* 1844.

117. Locale Winde.

Die Erklärung der Winde aus Temperaturdifferenzen wird bestätigt durch den mit den Veränderungen der Wärmeverhältnisse übereinstimmenden periodischen Wechsel der Winde auf kleineren, leicht zu übersehenden Gebieten.

Die geringen täglichen Temperaturveränderungen grosser Wasser im Gegensatz zu dem beträchtlichen Spielraum auf dem festen Boden, hat zur Folge, dass im Laufe des Tages die Luft über dem Lande sich stärker erwärmt, als über dem Wasser, in der Nacht dagegen stärker erkaltet. Es entstehn hieraus an den Küsten die periodischen See- und Landwinde (*brises*). Die warme Luft über dem Lande bildet, während die Sonne den Boden erwärmt, einen aufsteigenden Strom und wird ersetzt durch die kältere Luft des Meeres, oder den Seewind; in der Nacht erkaltet die Luft über dem Land stärker als über dem Meer und verdrängt die wärmere und leichtere Luft über demselben, als Landwind. »Es ist, sagt DOVE, dieser senkrechte Kreislauf einem gedrehten Rade zu vergleichen. Ist die Temperatur gleich, so steht es, wird sie ungleich, so dreht es sich, zuerst nach der einen Seite hin, dann nach der entgegengesetzten.« — Es zeigt sich dieser Wechsel an allen Küsten wärmerer Länder, sofern nicht stärkere allgemeine Winde ihn verdecken. An den Küsten des Mittelmeeres, zu Marseille, Neapel, Palermo wirkt im Sommer der sich ungefähr um 9^h Morg. erhebende Seewind sehr erfrischend. Am regelmässigsten zeigen sich diese periodischen Winde an den Küsten der Inseln in der tropischen Zone. Der Seewind erhebt sich zwischen 9^h

und 10^h Morg. Zuerst an der Küste, dann allmählig in wachsender Entfernung vom Land; zwischen 2^h und 3^h ist er am stärksten, dann nimmt er wieder ab, es herrscht einige Zeit Windstille; um 8^h Ab. stellt sich der Landwind ein und dauert die Nacht durch fort bis um 8^h Morg. — Nach Ellicott zeigen sich diese periodischen See- und Landwinde auch auf dem Eriesee.

In vielen Gebirgsländern hat man periodische Thalwinde wahrgenommen, die besonders in Engpässen, wie zwischen nahe Ufer zusammengedrängte Ströme, oft eine beträchtliche Stärke erhalten. Die Richtung und die Epochen des Wechsels hangen ab von der Configuration, und es muss für jede Gegend die Erklärung besonders gesucht werden. In der Regel strömt während der wärmeren Stunden des Tages der Wind Thal aufwärts, es herrscht Unterwind, am späteren Abend, in der Nacht, oft auch bis zu den späteren Morgenstunden strömt die Luft abwärts, als Oberwind. Es entspricht also der Unterwind dem Seewind, das höhere Gebirge dem Land, während der Oberwind dem Landwind, das offenere Land dem Wasser verglichen werden muss. Die Störung des atmosphärischen Gleichgewichts findet also zuerst auf den Hochflächen und Gebirgsrücken statt, was nach dem Tafellandcharakter der meisten Gebirgssysteme zu erwarten war, und wohl auch darin begründet ist, dass unter dem geringeren atmosphärischen Druck die aufsteigenden Luftströme auf Gebirgshöhen schneller zu Stande kommen, als in der Tiefe. — Beispiele aus den Alpen werden schon von Scheuchzer und Haller angeführt. Auf dem Bodensee, Wallenstadter, Brienzer- und Thunersee, im Bergell, auf dem Comersee zeigt sich der Unterwind erst Nachmittags, bei Roche im unteren Rhonethal tritt er schon um 9^h M. ein und hält an bis gegen Abend, so auch in dem grossen Thal der Maurienne. Auf dem Comersee heisst dieser Unterwind *la Breva*, auf dem L. Maggiore *l'Inverna*, auf dem Gardasee *l'Ora*. Der Oberwind, gewöhnlich tiefere Temperaturen herbeiführend, beginnt oft schon vor Anfang der Nacht, so auf dem Wallenstadter- und Comersee. Auch auf dem Neuchâteler- und Bielersee erscheint im Sommer um 5^h Ab. der *Joran*, ein vom Jura herabstürzender kalter und heftiger Querwind, der indess schon um 8^h Ab. sich wieder beruhigt. In mehreren

Thälern herrscht der Oberwind vorzüglich in den früheren Morgenstunden bis 10^h, so auf dem Bodensee, Wallenstadter-, Brienzer- und Thunersee; von letzterem her wird er bis in Bern fühlbar; auf dem Comersee dauert er, als *Tivano*, auf dem Gardasee, als *Sóvere*, nur bis zum Aufgang der Sonne; bei Roche hat ihn Haller nicht wahrgenommen, die Nächte sollen ganz windstill sein. Der kalte *Pontias* bei Nions (*Drôme*), der *Aloup-de-vent*, im Thal der Brevenne, westlich bei Lyon, herrschen vom Untergang bis zum Aufgang der Sonne. Am Ausgang des Neckarthales, bei Heidelberg, bemerkt man den kalten Oberwind vorzüglich des Abends.

Ein schwer erklärbares plötzliches Einbrechen schneidend kalter Winde, meist mit Schneegestöber verbunden, findet statt auf hohen Gebirgen und Hochflächen. Der Wind ist meist wirbelnd, wie eine heftige Erzitterung der Atmosphäre, in allen Richtungen durcheinander treibend. Man heisst diese Schneestürme in den deutsch-schweizerischen Alpen das *Guxen*, in den französischen *la Tourmente*, in den russischen Steppen *Wiuga*, im Altai *Burane*, in Kamtschatka *Purga*. — Die localen Winde der Wüsten, theils in den Wüsten selbst auftretend, theils am Rande aus denselben herausströmend, gefürchtet wegen ihrer sengenden Hitze, Trockenheit und grossen Heftigkeit, scheinen meist Wirbelwinde und wie diese von verwickelteren Verhältnissen abhängig. Ihre hohe Temperatur, welche die Extreme von 50^0 bis 55^0 erreicht, die grosse Trockenheit, die vielen Sand- und Staubtheilchen, wodurch sie die Atmosphäre trüben, erklären sich leicht aus der Beschaffenheit ihres Stammortes; ihre Richtung aber von der heissen Gegend nach der kühleren scheint mit der Theorie im Widerspruch. Vielleicht hängt die Erscheinung zusammen mit der Kimmung oder Luftspiegelung, die ein labiles Gleichgewicht der Luftschichten, wärmere und dünnere Luft in der Tiefe, dichtere Luft in der Höhe, voraussetzt. Die über den grossen Flächen stark erhitzten untersten Luftschichten werden unter dem gleichmässigen Druck der höheren Atmosphäre zurückgehalten, daher eine starke Vermehrung ihrer Elasticität, ein Entweichen seitwärts, oder ein gewaltsames Durchdringen der Decke in Wirbelsäulen. — Diese Wüstenwinde heissen *Harmattan* in Senegambien und in der westlichen Sahara, *Chamsin* in Aegypten, *Samum* oder *Samiel*

in Arabien. Nach Russegger sind die beiden letzten Namen in Aegypten üblich; Chamsin heisst nach ihm ein regelmässig nach den Frühlingsnachtgleichen eintretender äusserst heisser S und SO Wind, der ungefähr 50 Tage anhält, was auch sein Name bezeichnet, Samum ist ein Sturmwind der Wüste, ohne bestimmte Richtung und an keine Epoche gebunden. Der Sherki in Kurdestan ist ein heisser Ostwind, in hohem Grade ermattend und desshalb gefürchtet, mit grosser Heftigkeit einbrechend, aber nicht lange anhaltend. — Aehnliche heisse Winde kommen vor in den persischen und chinesischen Wüsten, in Neu-Holland, in den amerikanischen Steppen.

Literatur. Ueber See- und Landwinde: Dampier, *traité des vents*, 1701; Romme, *tabl. des vents*, 1806; Marsden, *hist. of Sumatra*, 1811; Ellicot, *Beob. am Eriesee*, *Gilb. Ann. XXXII*, 1809. Ueber Thalwinde: Scheuchzer, *itinera alp.* 1723; Haller, *de vento rupensi*, *n. Comm. Gött. I*, 1771; Martens, *über den Gardasee*, *Hertha*, 1829; G. Schwab, *der Bodensee*, 1827; Gras, *statist. du Dep. de la Drôme*, 1835; Saigey, *phys. du globe*, 1842; Fournet, *des brises de jour et de nuit autour des mont.*, *A. de Ch. LXXIV*, 1840. Ueber die Winde der Wüsten: Dobson, *account of the harmattan*, *Ph. Tr.* 1781; Mungo-Park, *travels etc.*; Monrad, *Gemälde der Küste von Guinea*, 1824; Clapperton, *zw. Reise*, 1830; Niebuhr, *Reisen*, 1774; Burckhardt, *Reisen in Nubien*, 1820; Belzoni, *v. en Egypte*, 1821; Denon, *v. en Egypte*, 1802; Rüppell, *Reisen*, 1829; Russegger, *Reisen*, 1841; —, *Klimatol. der Tropen*, *Wien. Ztschr. VI*, 1840.

118. Continentalwinde.

Grosse Ländermassen, die unter sehr verschiedenen Breiten, oder auf beiden Seiten des Aequators liegen, und im letzteren Fall entgegengesetzte Jahreszeiten haben, erzeugen weit grössere Temperaturunterschiede, als die bisher behandelten. Im gleichen Verhältniss gewinnt der Einfluss des gestörten Gleichgewichts der Atmosphäre eine erweiterte Ausdehnung; die Aspirationswinde, die dem wärmeren Land zuströmen, oder die dichteren Impulsionswinde, die aus den kalten Gegenden abfliessen, erstrecken sich auf viel weitere Entfernungen, die aufsteigenden Ströme erheben sich in grössere Höhen. Der Wechsel von Tag und Nacht kann nur locale Winde erzeugen, die höchstens auf einige Meilen Entfernung von der Gegend ihres Ursprungs fühlbar werden; während die Temperaturdifferenzen der Continente mehrere Monate lang anhalten und zu ihrer Ausgleichung Strömungen verlangen, die

sich über Hunderte von Meilen in Länge und Breite ausdehnen. Da demnach, wenn diese Winde als periodische auftreten, die Periode nicht von der täglichen, sondern von der jährlichen Bewegung der Erde abhängig ist, so haben periodische Winde dieser Classe die Benennung Jahreszeitenwinde (*Etesische Winde* der Alten, *Moussin's*, *Mousson's*, *Monsoon's* der Malajischen Meere) erhalten. Die grosse Verschiedenheit der Configuration in so ausgedehnten Erdstrichen kann ferner veranlassen, dass die Rotationsfläche, die bei den beschränkteren localen Winden vertical steht, eine schiefe oder horizontale Lage erhält, dass die entgegengesetzten Winde, statt über einander, neben einander zu liegen kommen.

Die Winde des Mittelmeers und von Südeuropa sind wohl zum grösseren Theil von den Temperaturunterschieden zwischen dem afrikanischen und europäischen Festland abzuleiten. Nordwinde (*Bora* auf dem Adriatischen Meer, *Tramontana* in Italien, *Mistral* in der Provence) sind im südlichen Europa, auf dem Mittelmeer und in Nordafrika im Jahresmittel vorherrschend; besonders aber im Sommer, wenn der über der Sahara aufsteigende Strom die grösste Stärke hat. Daher Segelschiffe im Mittel ein Viertel mehr Zeit bedürfen, um von Algier nach Marseille zu gelangen, als umgekehrt von der französischen an die afrikanische Küste (Martins). Zuweilen, besonders im Spätherbst, Winter und Frühjahr, vermögen aber auch die heissen Südwinde durchzubrechen, theils als S und SO (*Scirocco*), theils als SSW (*Libeccio*); der erstere schwül und feucht, die Atmosphäre trübend, die Gebirge mit grauen Nebeln bedeckend, der letztere wahrscheinlich den im folgenden §. zu behandelnden allgemeinen Winden angehörend. Der Scirocco übersteigt die Alpen als Föhn, ohne seinen Charakter wesentlich zu ändern. Die Atmosphäre trübt sich, es herrscht dumpfe Schwühle, dann stürzt der Wind oft mit furchtbarer Gewalt, als ob er unter starkem Druck sich über das Hochgebirge durchgedrängt hätte, in den Hintergrund der Thäler nieder; schwere Gewitter und anhaltende warme Regen begleiten zuweilen den Einbruch; die Schneedecke des Hochgebirgs und die Gletscher schmelzen stärker ab und erzeugen Hochwasser. In einiger Entfernung von den Alpen und im südlichen Deutschland

verliert der Föhn seine Heftigkeit, nicht aber seine Wärme und den abspannenden Einfluss auf den Organismus. Nord- und Nordwestwinde scheinen im westlichen Europa durch Impulsion von den nördlichen Eisfeldern herzuströmen; es sind kalte, rauhe Winde, in der Schweiz und im angrenzenden Frankreich als Schwarze Bise bekannt, weil sie graues Gewölk führen, im Winter Schnee, im Sommer kalte Regen bringen.

Die Continentalwinde treten periodisch auf in den Indischen und Chinesischen Meeren. In den Sommermonaten geht die Sonne über dem Dekan und dem Stromgebiet des Ganges durch's Zenith, daher ein Zuströmen der Luft von den kühleren Meeren nach diesen erhitzten Flächen, es herrscht in den Indischen Meeren SW Mousson. Im Winter sind es die südlicheren Theile von Afrika, von welchen der erhitzte Luftstrom aufsteigt, und das Zuströmen der unteren Luft erzeugt den NO Mousson. Der SW Mousson herrscht, nördlich von dem Aequator, vom April bis October, der NO Mousson vom October bis April. Der Wechsel der Moussone wird bezeichnet durch veränderliche Winde, Windstillen und Orkane, und erst wenn die Sonne den Solstitien näher rückt, stellen die Winde sich regelmässig ein; der SW Mousson bleibt jedoch meist stürmisch, äusserst feucht und Ströme von Regen ergiessend, während der NO Mousson als ein gelinder und gleichförmiger Wind auftritt. — Auf die Richtung der Moussone übt die Configuration grossen Einfluss aus. Im Rothen Meer wehen den grösseren Theil des Jahres, besonders im Sommer, im nördlichen Theil N und NW, im südlichen Theil, im Sommer SW bis fast W, im übrigen Theil des Jahres SO Winde. Im Persischen Golf sollen im Sommer SO, im Winter NW Winde herrschen. Die Sundainseln haben noch, wie Vorderindien, die regelmässigen SW und NO Moussone; im Chinesischen Meere aber dreht sich der SW Mousson nach S und SO um, dem nun in NW liegenden Continente zu, der NO Mousson nach N und NW, weil die kühlere Luft nun dem näheren Neu-Holland zufliesst, über welchem, bei südlicher Deklination der Sonne, wie über Süd-Afrika sich aufsteigende Ströme bilden.

Literatur: Romme, *tabl. des vents etc.*, 1806; Capper, *obs. on the winds and monsoons*, 1801; Halley, *acc. of the tradewinds and monsoons*,

Ph. Tr. 1686; Dampier, *traité des vents*, 1701; Horsburgh, *India Directory*, 1817; Forrest, *on monsoons*, 1801; Marsden, *hist. of Sumatra*, 1811; Kämtz, *Meteorol. I*, 1831; Dove, *über Moussons u. Passat*, *Poggd. XXI*, 1831.

119. Passatwinde.

Ein anhaltender Gegensatz der Temperatur findet statt zwischen der heissen und den kalten Zonen der Erde. Die wärmere und daher dünnere Luft der Tropen wird verdrängt durch die von den Polen her zufliessende schwerere Luft, und steigt in die Höhe, um nach den beiden kalten Zonen abzufliessen; es entstehn beständige Winde, die, als directe Passate *(vents alizés, tradewinds)*, in der Tiefe von den Polen nach dem Aequator, in der Höhe, als rückkehrende Passate, vom Aequator nach den Polen strömen. Zwischen den Regionen der in der Tiefe einander zuströmenden Passate befindet sich die Zone der Windstillen *(région des calmes)*, mit veränderlichen Winden, Windstillen und Stürmen, erzeugt durch den Streit oder die gegenseitige Hemmung der zwei directen Passate und durch ihren Uebergang in den aufsteigenden Luftstrom. — Die Richtung dieser Winde wird wesentlich modificirt durch die Rotation der Erde. Die Luftmassen der Polargegenden gelangen dem Aequator zu in Breiten von grösserer Rotationsgeschwindigkeit und bleiben gegen die Erdfläche, über die sie wegströmen, im Rückstand; es stösst diese gegen die trägere östliche Luft an, und, da der feste Boden uns ruhend erscheint, so wird der Stoss der Luft zugeschrieben, und aus der vereinigten meridianen und ostwestlichen Richtung entsteht, wie Hadley zuerst gezeigt hat, in der nördlichen Halbkugel ein NO, in der südlichen ein SO Wind. Zwischen den Wendekreisen ist die Differenz der Rotationsbewegung zu gering, als dass sie eine fernere Ablenkung der Winkelrichtung erzeugen könnte; es treffen aber hier die schief einfallenden Winde auf die (Widerstand leistende) Luftmasse der Calmenregion, und durch diese werden sie in directe Ostwinde abgelenkt. So wie, durch Einwirkung der Rotation der Erde, die directen N und S Strömungen sich als NO und SO Passate gestalten, so wird der rückkehrende Passat in der nördlichen Halbkugel zu einem SW, in der südlichen zu einem NW Wind.

Die Grenzen der Calmenregion verändern sich im Laufe des Jahres mit der Deklination der Sonne. Im Sommer der nördlichen Halbkugel, wenn die Sonne sich dem Wendekreis des Krebses nähert, rückt auch die Zone der Windstillen auf die Nordseite des Aequators, im Sommer der südlichen Halbkugel folgt sie der Sonne südwärts. Eine Anomalie findet im Atlantischen Meere statt: die Calmenregion bleibt hier auch bei südlicher Deklination der Sonne nördlich vom Aequator, wahrscheinlich in Folge der Configuration der beiden Continentalmassen, indem der NO Passat durch die Gebirge von Afrika und Columbien verhindert wird in dem ohnehin in dieser Gegend beengten Meere südwärts vorzudringen (Romme und v. Humb.). — Die directen Passate haben, nebst diesen inneren Grenzen, die ihnen durch die Zone der Windstillen gesetzt werden, auch ihre äusseren, jenseits welchen sie nicht mehr als beständige, regelmässige Winde vorkommen, sondern öfters durch den hier das Meeresniveau erreichenden rückkehrenden Passat aufgestaut oder verdrängt werden. Man kann diese inneren und äusseren Grenzen in den extremen Jahreszeiten in folgende Breiten setzen:

	Atlant. Meer.		Grosser Ocean.	
	Januar.	Aug.	Januar.	Aug.
Aeussere Grenze des NO-Pass.	28°,—'N	32°,—'N	20°,—N	28°,— N
Innere Grenze des NO-Passats	5°,45'N	13,—N	2,—N	8,— N
Innere Grenze des SO-Passats	2,45 N	3,15N	2,— S	4,— N
Aeussere Grenze des SO-Pass.	30,— S	28,—S	25,— S	20,— S
Breite der Zone der Windst.	3,—	9,45	4,—	4,—

Während im nördlichen Indischen Meere die Moussone mit den Jahreszeiten abwechseln, herrscht im südlichen das ganze Jahr der SO Passat; im Mittel zwischen 12° S und 28° S. Bei nördlicher Deklination der Sonne nähern sich auch hier die Grenzen um mehrere Grade dem Aequator, bei südlicher Deklination entfernen sie sich von demselben.

Der directe oder Ost-Passat herrscht nur auf offenen Oceanen, als ein constanter gleichförmiger Wind, ohne stürmische Hef-

tigkeit; die Schifffahrt von den Westküsten zu den Ostküsten der Continente wird durch ihn zwischen den Tropen vollkommen gefahrlos und in hohem Grade angenehm. Gegen die Küsten zu verliert man ihn, in einer Entfernung von 15 bis 50 Seemeilen, indem der Einfluss der ungleichen Erwärmung der Festländer störend eingreift, und im Inneren des Landes wechselt er ab mit localen Winden und Windstillen.

Der rückkehrende oder West-Passat bleibt bis über die Wendekreise hinaus stets in der Höhe, sein Dasein wird erkannt aus dem Zuge der höchsten Wolken, oder aus dem Fall im Westen ausgeworfener vulcanischer Asche; so 1812 auf Barbados, bei der Eruption des 20 Meilen westlicher liegenden Vulcans von S. Vincent, als in der Tiefe der regelmässige O Passat herrschte. In den gemässigten Zonen fällt der W Passat zum Erdboden nieder und legt sich, als ein warmer Wind, neben den kalten O Passat. Beide Winde wechseln mit einander ab und verdrängen sich gegenseitig. Der SW Passat behauptet indess in einem grossen Theil der nördlichen gemässigten Zone das Uebergewicht. Daher bedürfen, nach einem sechsjährigen Mittel, die Segelschiffe 40 Tage von Liverpool nach New-York und nur 23 Tage von New-York nach Liverpool, die erstere Fahrt heisst unter den Seeleuten bergan, die letztere bergab.

Literatur: Die angeführten Werke von Dampier, Halley, Hadley, Romme, Horsburgh, ferner Prévost, *sur les limites des vents alizés*, *Journ. de Ph. XXXVIII*, 1791; le Gentil, *voyage*, 1779; Péron, *voyage*, 1807; v. Humboldt, *voyages*; Meyen, *Reise um die Erde*, 1835; Basil Hall, *the tradewinds*, *fragm. of travels*, 2. *ser. I*, 1832.

120. Winde der nördlichen gemässigten Zone.

Die Winde in Europa und in den gemässigten Zonen überhaupt gehören, bald der einen, bald der anderen der angeführten Classen von Winden an, und an den meisten Orten machen, sowohl die allgemeineren Passat- und Continentalwinde, als die beschränkteren Localwinde sich geltend. Häufig herrscht der allgemeine Wind in der Höhe, der locale in der Tiefe, oder die Herrschaft des ersteren wird nur auf kurze Zeit durch das Einfallen des localen unterbrochen. — Aus der Berechnung der Windrosen einer grossen

Zahl von Orten auf beiden Seiten des Atlantischen Meeres und im östlichen Europa erhielt Kämtz folgende Werthe als Ausdruck der Windverhältnisse dieser Gegenden. In der ersten Tafel zeigen die Zahlen an, wie viele von 1000 Windaufzeichnungen in vieljährigen Mitteln auf den oben angesetzten Wind fallen; in der zweiten Tafel sind die Werthe der zwei ersten Spalten nach der Formel von Lambert berechnet, diejenigen der zwei letzten nach der Methode von Schouw.

Länder.	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
Nordamerika	96	116	49	108	123	197	101	210
England	82	111	99	81	111	225	171	120
Frankr. u. Niederlande	126	140	84	76	117	192	155	110
Deutschland	84	98	119	87	97	185	198	132
Dänemark	65	98	100	130	92	198	161	156
Schweden	103	104	80	110	128	210	159	106
Russland u. Ungarn	102	95	83	133	101	147	172	167
Europa	94	109	88	104	110	193	159	143

Länder.	Richtung	Stärke.	W:O	S:N	SW:NO
Nordamerika	S 86 W	182	1,86:1	1,01:1	1,61:1
England	S 66 W	198	1,77:1	1,33:1	1,74:1
Frankr. u. Niederlande	S 88 W	133	1,52:1	1,03:1	1,32:1
Deutschland	S 76 W	177	1,69:1	1,18:1	1,59:1
Dänemark	S 62 W	170	1,54:1	1,31:1	1,72:1
Schweden	S 50 W	200	1,61:1	1,44:1	1,73:1
Russland u. Ungarn	N 87 W	167	1,66:1	0,97:1	1,61:1
Europa	S 72 W	174	1,63:1	1,21:1	1,58:1

Die letzten Werthe, in der Linie von Europa, sind die Mittel aus den sechs vorhergehenden und beziehn sich demnach nur auf das nördlich von den Pyrenäen und Alpen liegende Europa. — Es zeigt sich demnach, dass in Europa wie in Nordamerika die Westwinde vorherrschen, so dass auf 2 östliche Winde ungefähr

3 westliche kommen, und betrachtet man die NO Winde als den directen, die SW Winde als den rückkehrenden Passat, so ergibt sich aus diesen Resultaten, dass in der nördlichen gemässigten Zone der letztere über beiden Continenten im Jahresmittel häufig die Erdfläche erreicht und den ersteren zu verdrängen vermag.

Die Verhältnisse weichen in den einzelnen Jahreszeiten etwas ab von diesen jährlichen Mittelwerthen, in Folge des grossen Unterschiedes der Temperatur der Continente im Sommer und Winter. Obgleich diese Differenz nicht, wie im Indischen Meere, eine gänzliche Umkehrung der Windesrichtung zu erzeugen vermag, so werden doch im Sommer die Seewinde, im Winter die Landwinde häufiger und ihr Einfluss auf die Windrose führt zu anderen Verhältnisszahlen. Für das nördliche Europa fand Schouw folgende Abweichungen vom Mittel:

im Winter, vorzüglich im Januar, sind die Westwinde mehr südlich, ihr Uebergewicht über die Ostwinde ist geringer;

im Frühling fallen häufig Ostwinde ein und vermindern ebenfalls das Uebergewicht der Westwinde;

im Sommer, vorzüglich im Juli, ist das Uebergewicht der Westwinde am grössten, die Richtung ist rein westlich, oder neigt, in Folge öfters einfallender Nordwinde, gegen NW hin;

im Herbst nimmt das Vorwalten der Westwinde wieder ab, es fallen, besonders im October, nicht selten Südwinde ein, und die mittlere Richtung ist daher südlicher, als in jeder der übrigen Jahreszeiten.

Auf die Windrose einzelner Orte üben locale Verhältnisse und locale Winde Einfluss aus.

In Mühlhausen wird, durch Einwirkung des meridianen Rheinthales, die mittlere Richtung fast genau S, mit der Stärke 187; nur im Sommer wird sie S 23 W, in den drei übrigen Jahreszeiten herrschen S und SO Winde vor.

In Basel ist die mittlere Richtung S 45 W, aber mit einer sehr geringen Stärke, d. h. die Winde wehen im jährlichen Durchschnitt beinah gleich oft aus den acht verschiedenen Himmelsstrichen. Im Winter jedoch ist durch östliche Winde die Richtung S 42 O, mit der Stärke 159; im Frühling und Sommer wird die

allgemeine westliche Richtung zu einer nordwestlichen. — Auf der Südseite des Jura werden N Winde vorherrschend.

In Bern ist die mittlere Richtung im Jahr N 12 O, mit geringer Stärke; im Winter ist die Richtung S 18 O, mit der Stärke 142. In den übrigen Jahreszeiten aber sind N Winde vorherrschend; im Frühling N 10 O, im Sommer N 9 W, im Herbst N 4 O.

Auch in Genf und auf dem Gr. Bernhard haben die Nordwinde im Jahresmittel das Uebergewicht. In Genf ist die mittlere Richtung N 36 W mit der Stärke 112, und nur im Winter behaupten die Südwinde den Vorrang. Auf dem Gr. Bernhard ist das Verhältniss der NO zu den SW Winden 1,33 : 1.

Im südöstlichen Frankreich sind, im Thal der Saône und Rhône, von Dijon bis Viviers, die N Winde ebenfalls vorherrschend. In Lyon fallen auf 1000 Winde 334 N, 168 NW und 179 S Winde; in der Provence ist der NW oder Mistral der herrschende Wind.

Es scheinen demnach schon nördlich von den Alpen die über dem Mittelländischen Meer vorherrschenden Nordwinde über den SW Passat die Oberhand zu erhalten. Die allgemeine Strömung, die vom Atlantischen Meer her sich über Europa ergiesst, biegt sich theilweise gegen die Alpen und das Mittelmeer hin gegen S um und fliesst gegen Afrika zurück, indem sie sich mit dem directen NO Passat vereinigt. — In der Lombardie sind O und NO, W und SW vorherrschend; in Mailand kommen auf 1000 Winde 159 NO, 224 O, 142 SW, 127 W, und auf jeden der übrigen vier Hauptwinde ungefähr 85; die Ostwinde sind daher in ungefähr gleichem Verhältniss überwiegend, als in England die Westwinde.

Literatur: Schouw, *Windverh. des nördl. Europa, Beitr. zur vergl. Klimat.* 1827; Kämtz, *Lehrb. der Meteorol., I.* 1831; Schübler, *über die mittl. Windrichtungen Deutschl., Schweigg. Jb. XXV*, 1829; —, *Grunds. der Met.* 1831; v. Buch, *barom. Windrosen, Berl. Ak.* 1820; Eisenlohr, *über den Einfluss des Windes*, 1837; Merian, *Windverh. in Mühlh. und Basel, Verhdl. v. Basel, II*, 1836; Studer, *Beitr. zur Klimat.*, 1837; Fournet, *rech. s. l. vents domin. en France, Ann. de Lyon*, 1841; Dove, *Repert. IV*, 1841; Muncke, u. G. Art. *Wind.*

121. Drehungsgesetz.

Es folgt aus der Entstehung der Passate, dass, wenn dieselben in der gemässigten Zone sich gegenseitig verdrängen, der

Uebergang aus der einen Windesrichtung in die entgegengesetzte nach einer bestimmten Regel geschehn muss, welche Dove das Drehungsgesetz heisst. Herrscht an einem Orte der nördlichen Halbkugel Windstille, und es beginnt eine Strömung von den Polen nach dem Aequator hin, so ist der Rotationsunterschied des Ortes gegen die zunächst nördlich gelegene Luft zu gering, als dass hieraus eine Abweichung von der meridianen Richtung hervorgehn könnte. Der Wind wird als N eintreten. Je länger die Strömung anhält, von desto weiter nördlich gelegenen Parallelen stammt die Luft her, welche durchfliesst, desto stärkeren Einfluss erhält die Differenz der Rotationsgeschwindigkeit, der Wind geht aus N durch NO in O über. Auf der südlichen Halbkugel wird eben so der Wind mit S beginnen und durch SO in O übergehn. Fällt nun, bei herrschendem Ostwind, eine Strömung ein, die vom Aequator nach dem einen Pole gerichtet ist, so kann im Anfang wieder der Breitenunterschied keine Ablenkung verursachen; der Wind tritt auf der nördlichen Halbkugel als S ein, es entsteht zuerst, aus der Vereinigung von O und S, ein SO, dann, nach vollständiger Verdrängung des Ostwindes, reiner S, und dieser geht, wenn allmählig die entfernteren Luftmassen aus niedrigeren Breiten eintreffen, durch SW in W über. Auf der südlichen Halbkugel dreht sich dagegen, wenn Aequatorial-, d. h. N Winde einfallen, der Wind aus O durch NO in N, NW und W. Soll endlich der herrschende Westwind durch Polarströme verdrängt werden, so entsteht, auf der nördlichen Halbkugel, zuerst NW, dann N, auf der südlichen zuerst SW, dann S. Es durchläuft also der Wind, im Wechsel der Passate, die Windrose auf der nördlichen Halbkugel von der Linken zur Rechten, in gleichem Sinn, wie der Zeiger das Zifferblatt der Uhr durchläuft, auf der südlichen Halbkugel in entgegengesetztem Sinn, von der Rechten zur Linken. — Da im Norden vom Aequator der SW Passat ursprünglich in der Höhe, der NO Passat in der Tiefe herrscht, so wird in der Regel, wenn die Verdrängung erfolgt, der erstere von oben, der letztere von unten einfallen; es zeigt die Windfahne den SW Passat erst an, nachdem bereits der Zug der Wolken, die höhere Temperatur, die grössere Feuchtigkeit seinen Eintritt angekündigt haben, während sie, bei einfallendem NO, sich in seine Richtung stellt, ob-

gleich die Wolken immer noch dem Zuge des SW folgen. In der gemässigten Zone liegen indess, wie es scheint, die beiden Passate häufiger neben, als über einander, und die Verdrängung geschieht durch ein Fortrücken der Trennungsebene von SO nach NW, oder von NW nach SO; der Wechsel im einen oder anderen Sinn erfolgt dann schnell in der ganzen Höhe der Atmosphäre, und die Windfahne stellt sich nach kurzem Schwanken in die Richtung des herrschend gewordenen Windes.

Bei der grossen Beweglichkeit der Atmosphäre darf man nicht erwarten, das Drehungsgesetz bei jedem Wechsel der Winde bestätigt zu sehn; die Grenzfläche der zwei Passate schwankt häufig hin und her, ehe sie sich festsetzt oder in einer bestimmten Richtung fortrückt, der Wind springt dann zurück, die Windfahne dreht sich in verkehrtem Sinn. Oft auch werden die Passate verdrängt durch locale oder Continental-Winde, und umgekehrt. Dennoch ist das Gesetzmässige im Wechsel der Winde schon früh bemerkt worden, und das Vorherrschen der Regel gegen die Ausnahmen ergibt sich aus den mehrjährigen Mitteln.

Literatur: Baco, *h. n. de ventis*, 1664, sagt bereits: si ventus se mutet conformiter ad motum solis, non revertitur plerumque, aut si hoc facit, fit ad breve tempus. Dasselbe behaupten Mariotte, *s. l. nature de l'air*, 1717; Sturm, *physica electiva*, 1722; Toaldo, *meteor. applic. all' agric.* 1774; Romme, *tabl. des vents etc.*, 1806; Lampadius, *Grundriss der Atmosphärol.*, 1806; Schübler, *Grunds. der Meteorol.*, 1831. Eine vielseitige Prüfung, Feststellung und allgemeine Auffassung erhielt das Drehungsgesetz durch Dove, in einer Reihe von Abh. in *Poggd. XI, XIII, XV, XVI, XXI, XXIII, XXIV, XXXI, XXXV*, am allgemeinsten dargestellt in der Abh. *über den Einfluss der Drehung der Erde auf die Strömungen der Atm. Poggd. XXXVI*, 1835; —, *meteor. Unters.* 1837; —, *Repert. IV*, 1841; *Nachträge in Poggd. LXVII.* Gegen Dove ist Schouw aufgetreten, *Poggd. XIV und XXVIII;* für das Drehungsgesetz erklären sich Galle, *Poggd. XXXI, XXXVIII;* Mitchell, *Sillim. Americ. J. XIX*, > *Edinb. new ph. J. N. XXIII.* Uebersichtliche Darstellungen geben Forbes, *supplem. report on meteor.* 1841; Muncke, n. G. Art. *Wind.*

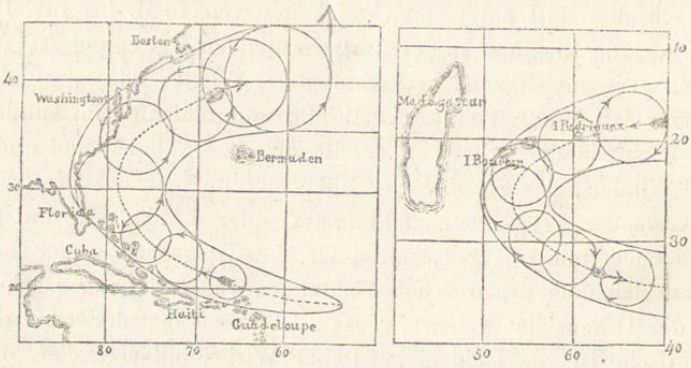
122. Orkane.

Die Orkane oder Sturmwinde (*Ouragans*, *Hurricanes* in Westindien und im Indischen Meere, *Tornados* am Senegal, *Trovados* am Cap d. g. H., *Teifuns* im Chinesischen Meer, *Papagallos* an der Westküste von Mittelamerika) unterscheiden sich von gewöhnlichen Winden nicht nur durch ihre furchtbare Heftigkeit,

sondern durch Eigenthümlichkeiten, die wesentlich verschiedene Entstehungsverhältnisse voraussetzen. Es sind Wirbelwinde, die zwischen den Tropen vorzüglich zur Zeit des Wechsels der Moussone, oder während der periodischen Regenzeit einbrechen, so wie auch in der gemässigten Zone, im Frühling und Herbst, die Umkehrung des Gegensatzes der Continental- und Meerestemperatur, oder die Herstellung des atmosphärischen Gleichgewichtes zwischen der ungleich erwärmten Luft der nördlichen und südlichen Halbkugel die sogenannten Aequinoctialstürme hervorruft. — Bei gänzlicher Windstille, oder schwachen unregelmässigen Winden und hellem Himmel erscheint eine kleine schwarze Wolke, das Ochsenauge der Seeleute, die sich schnell wie von innen heraus vergrössert, bald den ganzen Himmel bedeckt und Alles in dichte Nacht hüllt. Das zuerst nur schwache Blitzen und Donnern steigert sich zugleich wie je bei den heftigsten Gewittern, aber der stärkste Donner wird übertönt von dem furchtbaren Geheul des Sturms, der nun mit voller Gewalt einbricht, das Meer zu haushohen Wellen aufthürmt, und auf dem Lande, Alles zerstörend, Wälder und Gebäude niederreisst. Im Beginn des grossen Orkans in der Nacht des 18. Oct. 1780 flüchteten sich die Einwohner von Barbados aus ihren Häusern in die Felder, ungeacht der Blitze, des Donners und Regens; ein Schiff wurde an die Gebäude des See-Hospitals geschleudert, Menschen und Vieh hob der Sturm vom Boden weg und trug sie mehrere Klafter weit fort; Bäume wurden entwurzelt, die Feldfrüchte zerstört, von eilf Kirchen und zwei Kapellen blieben nur drei stehn, in der grossen Hauptstadt nur dreissig Häuser; der Mölenkopf, die Hafenbatterie, das Kastell, das Stadthaus wurden zertrümmert, und mehr als 3000 Einwohner verloren das Leben. Bei Martinique giengen vier grosse Schiffe mit ihrer Bemannung unter; zu Port-Royal riss der Sturm 1400 Häuser nieder, 1600 Kranke wurden unter den Ruinen begraben. Jedes Haus auf S. Christophe wurde niedergeworfen, bei 1000 Menschen kamen um. Bei S. Eustatia wurden sieben Dreimaster an den Felsen zertrümmert, von ihrer Bemannung konnte niemand sich retten; die Häuser stürzten zusammen oder wurden mit ihren Bewohnern ins Meer fortgerissen, bei 6000 Menschen kamen ums Leben. — Elektrische Entladun-

gen sind gewöhnliche, aber nicht nothwendige Begleiter der Orkane; von 13 Stürmen, die Reid aufzählt, scheint nur ein einziger als Gewitter aufgetreten zu sein. — Die Dauer der heftigsten Orkane ist an derselben Stelle selten länger als zwölf Stunden, zuweilen beträgt sie nur eine halbe Stunde. Sie erstrecken sich gleichzeitig über Flächen von 100 bis 500 Seemeilen im Durchmesser, mit abnehmender Heftigkeit gegen den Umfang hin, schreiten aber in bestimmter Richtung fort und durchlaufen Tausende von Seemeilen in wenig Tagen. Der Orkan vom 10. August 1831 durchlief in Westindien 2000 Seemeilen in 150 Stunden, und hatte demnach eine Geschwindigkeit von 13½ M. in 1 St.; andere Orkane schreiten fort mit Geschwindigkeiten von 10 M. bis zu 30 M. in 1 St. Die Richtung dieser fortschreitenden Bewegung ist wesentlich verschieden von der Richtung des Windes selbst, welcher in kurzer Zeit oft alle Punkte der Windrose durchläuft. Im Antillenmeer beginnen die Orkane in der Regel mit N Winden und enden mit S Winden, der Sturm selbst aber schreitet gegen W fort; an der Küste der Ver. Staaten fällt erst O oder S Wind ein und der Orkan endet mit W Wind, sein Lauf aber ist gegen NO gerichtet. Die Vergleichung dieser Windesrichtungen während des Fortschreitens des Orkans hat gelehrt, dass die Bewegung der Luft eine rotatorische ist, dass ein cylindrischer Wirbel mit verticaler, oder steil geneigter Axe auf ähnliche Weise in der Atmosphäre fortzieht, wie man oft Wirbel dem Laufe eines Stromes folgen sieht. Die Neigung der Axe, mit dem oberen Theile vorwärts, findet eine Erklärung in der Verzögerung des Fortschreitens in der Nähe des Bodens; der Sturm ergreift daher auch in der Regel zuerst die höheren Gegenstände. Die Wolkenbildung des Ochsenauges scheint hervorzugehn aus der trichterförmigen Vertiefung im höheren Theil des Wirbels und dem Einsaugen der höheren kalten Luft in dieselbe, wodurch Niederschläge in der dampfreicheren Luft des Wirbels entstehn müssen. Die Axe selbst der Wirbel scheint für sich auf einem engeren Raum zu oscilliren, und, da in der Axe keine Bewegung statt findet, so erklären sich hieraus die Wechsel häufiger Windstösse und momentaner Ruhe mitten im Sturm. — Die Rotation der Wirbel geschieht in den Orkanen derselben Hemisphäre constant in gleichem Sinn, und dieser ist nördlich und

südlich vom Aequator ein entgegengesetzter; er ist ferner in jeder Hemisphäre der Rotation der Windesdrehung im Wechsel der Passate entgegengesetzt. Die Wirbel des Antillenmeeres und des nördlichen Atlantischen Meeres rotiren von der Rechten zur Linken, der Bewegung des Uhrzeigers entgegen; in gleichem Sinn rotirte, nach Dove, der Sturm, der den 24. Dec. 1821 von SW nach NO über Europa wegzog, und gleiche Wirbel entstunden, nach Piddington, an den Mündungen des Ganges, als im Juni 1839 ein Sturm mit dem eintretenden SW Mousson über den Golf von Bengalen herzog und dann den Lauf des Ganges aufwärts verfolgte. Die Orkane des südlichen Indischen Meeres rotiren von



der Linken zur Rechten. — Auch die Linie, welcher die Wirbel in ihrem Fortschreiten folgen, ist in den verschiedenen Gegenden, die vorzugsweise von Orkanen heimgesucht werden, eine constante. In Westindien zeigen sich diese Stürme in der Regel zuerst in der Gegend der Kleinen Antillen, zwischen dem 10. und 20. Breitengrad, ziehn dann gegen WNW, biegen sich im Parallel des 30. Breitegrades, diesseits oder jenseits Florida, in einem parabolischen Bogen um und folgen gegen NO ungefähr der Ostküste von Nordamerika. Der Durchmesser der Wirbel, oder die Breite des Sturms nimmt zu, je weiter er fortschreitet, während zugleich die Heftigkeit abnimmt, und es geht zuletzt der Wirbel in den herrschenden allgemeinen S Wind über. In dem afrikanischen Meere entstehn die Orkane meist in der Nähe der Inseln Rodriguez, Mauritius und Madagascar, gehn von da nach SW und erleiden, noch ehe sie den 30. Breitegrad erreichen, eine parabolische Umbiegung nach SO.

Die Veranlassung zur Entstehung der Orkane glaubt Redfield in localen Hemmungen des Passats durch die Gebirge der Antillen, oder im Einbrechen seitlicher Localwinde, Dove im Eindringen des aufsteigenden rückkehrenden Passats in den directen zu finden. Die Umbiegung des Laufs fällt zusammen mit der äusseren Grenze des directen Passates und steht wohl mit diesem Verhältniss in engerer Verbindung. Auf die Voraussetzung, dass die wirbelnde Luft dem aufsteigenden Passat angehöre, hat Dove auch eine Erklärung der constanten Richtung der Rotation zu stützen versucht.

Die angeführte Theorie der Orkane ist die von Capper, Dove, Redfield, Reid vertheidigte; eine andere ist früher von Brandes, in neuerer Zeit von Espy aufgestellt worden. Aus den Beobachtungen des Sturmes, der am Weihnachtabend 1821 über Europa weggezogen war, folgerte Brandes, dass eine Stelle verminderten Luftdrucks über dem Erdboden fortschreite, und dass von allen Seiten her die Luft dieser Stelle zustürze, so dass centripetale Sturmwinde entstünden. Die Ursache des von Brandes unerklärt gelassenen verminderten Luftdrucks findet Espy im Freiwerden der Wärme des zu einer Wolke, dem Ochsenauge, sich verdichtenden Wasserdampfes; die Luft soll durch diese Wärme sechsmal mehr ausgedehnt werden, als sie durch den Niederschlag des Dampfes an Volumen verliert und hiedurch eine Steigkraft erhalten, die hinreichend sei, in der Höhe der Hagelwolken einen Eisklumpen von anderthalb Fuss im Würfel zu tragen. Es hat jedoch dieses Rechnungsresultat nicht überall Glauben gefunden, und die während des Durchzugs der Orkane beobachteten Winde scheinen tangentiale und nicht centripetale zu sein.

Literatur: Capper, *obs. on winds and monsoons*, 1801; Brandes, *diss. phys. de repent. variationibus in press. atm.*, 1826; —, *Beitr. zur Witterungskunde*, 1820; Dove, *über barom. Minima*, *Poggd. XIII*, 1828; Mitchell, *Sillim. Journ. XIX*, 1831; Redfield, *remarks on the prevailing storms of the Atlantic*, *Sillim. J. XX*, 1831; —, *hurricane of Aug.* 1831, *Sillim. XXI*; —, *remarks on Mr. Espy's theory of centripetal storms*, *Journ. of the Frankl. Inst.*; Espy, *on storms*, *Journ. of the Frankl. Inst.* 1836; Bache, *on the tornado of* 1835, *Tr. Am. Soc. V*; Reid, *the law of storms*, 1838; Piddington, *Hurricane in the Bay of Bengal*, *Journ. of the Asiat. Soc. n.* 91 *u.* 92; Dove, *über das Gesetz der Stürme*, *Poggd. LII*, 1841; —, *Repertorium*, *IV*; —, *vom Drehungsgesetz abhäng. Dreh. der Windfahne im Gegens. der durch Wirbelwinde verand.*, *Poggd. LXVII*, 1846.

123. Wettersäulen.

Zwischen den Orkanen und den Wettersäulen, Wasserhosen, Windhosen, Sandwirbel, Tromben besteht eine nicht zu verkennende Analogie, in sofern beide Erscheinungen

wesentlich auf einer wirbelnden Bewegung der Luft beruhen; die Wirbel der Orkane sind nur von weit grösserem Durchmesser und ihr Lauf erstreckt sich in sehr beträchtliche Entfernungen, die Wettersäulen sind ferner meist sichtbare Wirbel durch darin schwebende wässerige Theile, Schnee oder Sand.

In den kleinsten und einfachsten Verhältnissen erscheint die Wettersäule als Sandwirbel. An schwülen Sommertagen, bei vollkommener Windstille, geräth auf staubigen Strassen, in Höfen, auf Steppen, in Sandwüsten, die Luft zunächst am Boden in wirbelnde Bewegung, an einer oder an mehreren Stellen; Staub, Sand und leichtere Körper werden in Spiralen zu oft beträchtlichen Höhen aufwärts geführt; die Wirbel selbst bewegen sich, entweder in Kreisen oder krummen Linien, oder in gerader Richtung, mit der Geschwindigkeit eines schwachen Windes. Bruce hat in den oberägyptischen Wüsten mehrere hohe Sandsäulen gesehn, die, bald langsam, bald schnell vorwärts schritten; Stephenson sah in Indien diese Sandsäulen sich bis zu 60 und 100 Fuss Höhe erheben und einen Durchmesser von 12 Fuss erreichen; von Humboldt hat ähnliche Sandwirbel in den Steppen von Südamerika beobachtet. Die durch die Hitze des Bodens erzeugten abnormen Dichtigkeitsverhältnisse der auf einander folgenden Luftschichten mögen wohl zunächst diese wirbelnd in die Höhe steigenden Luftsäulen veranlassen.

Grössere Wettersäulen, die sich, sowohl auf dem Land, als über dem Wasser, hier meist in der Nähe der Küsten, zeigen, und auch wohl von dem Land auf das Wasser, oder von diesem auf jenes übersetzen, scheinen jedoch einen anderen Ursprung zu haben. Der Anfang dieser Wettersäulen soll in den höheren Luftschichten, in der Regel in einer Gewitterwolke, bei stillem Wetter, statt finden. Es senkt sich von der Wolke eine trichterförmige Verlängerung abwärts, zieht sich zuweilen wieder zurück, senkt sich von neuem und nähert sich der Erdfläche; dann geräth auch das Wasser, oder die lockere Bodenmasse unter ihr in heftige Bewegung und bildet eine kegelförmige Erhebung, die sich mit dem Trichter dnrch einen engeren Cylinder verbindet. Die ganze Masse dreht sich schraubenartig um ihre Axe und schreitet zugleich in geraden oder gebogenen Linien fort. Der obere Theil hängt

häufig nicht vertical über dem unteren, so dass die schlauchartige Verbindung schief oder schlangenförmig gebogen ist. Es findet auch wohl abwechselnd tieferes Niedersinken und Zurückziehn des oberen Trichters statt, die Verbindung mit dem unteren ist bald gebildet, bald zerrissen. Der Sinn der Drehung ist nicht, wie bei den Orkanen, in jeder Hemisphäre ein constanter, oder wenigstens nicht in Uebereinstimmung mit dem der Orkane. Reid kennt in der nördlichen Halbkugel fünf wohl beglaubigte Beobachtungen von Wettersäulen, die sich von der Linken zur Rechten, wie der Zeiger einer Uhr drehten, während der Sinn der Drehung für die Orkane ein entgegengesetzter ist. Zuweilen entstehen mehrere Wettersäulen gleichzeitig: Ogden hat an der Küste der Ver. Staaten 7 zugleich gesehn, in anderen Fällen hat man bis 14 gezählt. Die Höhe der Wettersäulen wird auf 1000 bis 2000 Fuss angegeben, Oerstedt glaubt sie bis auf 5 und 6000 F. annehmen zu sollen; der Durchschnitt des sichtbaren mittelsten oder engsten Theiles soll oft nur einige Fuss, derjenige der Basis mehrere hundert Fuss betragen. Der obere Theil besteht aus den Dunstbläschen der Wolke, aus der er sich bildet und besitzt auch dieselbe dunkelgraue Farbe, der unterste Theil ist Wasser, oder Staub und Sand, je nachdem die Wettersäule über Wasser oder Land fortschreitet. Die Geschwindigkeit des Fortschreitens ist sehr verschieden, zuweilen so langsam, dass ein Fussgänger leicht folgen kann, in anderen Fällen durchläuft die Wettersäule 7 bis 8 Seemeilen in 1 Stunde. Eben so ungleich ist die von dem Wirbelwinde ausgeübte Gewalt; in einigen Fällen vermag er nur leichtere Gegenstände aufzuheben und fortzuführen, in anderen sind grosse Bäume mit der Wurzel ausgerissen, Wohnungen zerstört, schwere Kanonen versetzt worden. Oft ist die Erscheinung von einem starken Geräusch begleitet, das man bald, wie bei Erdbeben, mit dem Rollen schwerer Wagen über Steinpflaster, bald mit dem Brausen der Brandung, bald mit dem Pfeifen eines heftigen Windes verglichen hat. Selten fehlen elektrische Entladungen, Blitze und Donner, schwefelähnlicher Geruch, oft auch erfolgen, während oder gleich nach der Erscheinung, starke Hagelwetter.

Eine befriedigende Erklärung der Wettersäulen ist von der Zukunft zu erwarten. Nach der Ansicht von Musschenbroek, Franklin, Oersted

und der Mehrzahl jetzt lebender Naturforscher sind die Wettersäulen ursprünglich Wirbelwinde, und X. de Maistre hat auch versucht, sie durch schnelle Rotation im Wasser nachzuahmen. Die Wirbel lässt Musschenbroek entstehn durch parallel aber entgegengesetzt neben einander durchziehende Winde, und Oersted verlegt diese Winde in die höheren Schichten der Atmosphäre; Franklin, Napier u. a. erklären sie durch centripetal nach der Stelle, wo die Wettersäule entstehn soll, zuströmende Winde; Kämtz, Muncke u. a. nehmen auf- oder niedersteigende Luftströmungen an, die erst während der Bewegung, durch den Widerstand der ruhenden Luft, in eine Strömung nach Schraubenlinien gezwungen werden. Im Gegensatz dieser mechanischen Theorien glaubte Beccaria die Ursache der Wasserhosen in elektrischen Processen suchen zu sollen, und Cavallo meinte, die Richtigkeit dieser Theorie durch das Experiment nachgewiesen zu haben. Horner scheint ebenfalls sich zu einer elektrischen Theorie hingeneigt zu haben; in neuerer Zeit ist mit vieler Zuversicht Pohl für dieselbe aufgetreten; Peltier, dem auch Becquerel beizustimmen scheint, hat vorzüglich die Erklärung durch Elektricität weiter zu entwickeln und durch Versuche zu bestätigen gesucht; sein Werk enthält die reichste Zusammenstellung von Thatsachen und literarischen Nachweisungen.

Literatur: Musschenbroek, *introd. ad phil. nat. II*, 1762; Franklin, *Werke, II*; Beccaria, *elettr. artific. e nat.*, 1753; —, *lettere*, 1758; Cavallo, *Lehre v. d. Electr.*, 1772; Brisson, *mém. sur les trombes, M. de l'Ac.* 1767; Wilcke, *Vers. über Luftwirbel u. Wasserhosen, Schwed. Akad.*, 1780 *bis* 1786; Oliver, *theory of waterspouts, Tr. Amer. Ser. II*; Perkins, *conject. conc. wind- and watersp. Amer. Soc. II*; Horner, Napier, Brewster, Chladni, *v. Wasserhosen u. Erdtromben, Gilb. Ann. LXXIII*, 1823; Kämtz, *Meteorol. II*, 1832; Oersted, *über die Wettersäule, Schum. Jahrb.* 1838; Pohl, *Kastn. Arch. IV*; Peltier, *obs. et rech. sur les causes des trom. bes*, 1841, *in* Becquerel, *tr. d'électr. V.* 2, 1840; Muncke, n. G. Art. *Wettersäule*; Riess, *Dove's Repert, VI*, 1842.

124. Einfluss der Winde auf die Strömungen.

Unter den mannigfaltigen Strömungen des Meeres können mehrere, die ihrer grossen Ausdehnung wegen zu den wichtigsten gehören, als Wirkungen der Winde, oder als Driftströmungen (I, 82) betrachtet werden. Der grosse Einfluss der Winde ergibt sich, nach Schouw, deutlich aus den gleichzeitigen regelmässigen Aufzeichnungen der Winde und Strömungen bei Copenhagen. Mit Südwind ist im Sund am häufigsten eine von S her kommende, mit Nordwind eine von N her kommende Strömung verbunden und die Hauptursache der Strömungsverschiedenheit im Sunde liegt in

Windverhältnissen. Dass Ausnahmen vorkommen, erklärt sich daher, dass nicht nur die Winde bei Copenhagen, sondern auch die der Ostsee und des Kattegat auf die Strömung im Sund einwirken.

Unter dem Einfluss des Ostpassats entsteht auf den zwei Oceanen die grosse Aequatorialströmung von den Westküsten nach den Ostküsten der zwischen den Tropen liegenden Continente. Die Einwirkung des Windes wird unterstützt durch das Fortschreiten der grossen Fluthwelle, die regelmässig der täglichen Bewegung des Mondes folgt (I, 32) und in den offenen tropischen Meeren sich am vollkommensten ausbilden kann. — Im Atlantischen Meer entsteht die Aequatorialströmung im Golf von Guinea aus den Gewässern, die vom Cap d. g. H. her längs der Küste von Afrika nordwärts fliessen; sie folgt, mit zunehmender Ausbreitung, die von 5° bis nahe an 20°, von 5°N bis 12° S der Breite, anwächst, dem Aequator, mit einer Geschwindigkeit, die 1 bis 3 Seemeilen in 1 Stunde beträgt, stösst dann an das Cap S. Roque und theilt sich hier in eine NW gegen das Antillenmeer und eine SW längs der Küste von Brasilien fliessende Strömung. Das Wasser der Aequatorialströmung ist, vielleicht in Folge ihres Ursprungs in höheren Breiten, stets um 1° bis 2½° kälter, als dasjenige zunächst ausserhalb derselben, was auch aus den S. 358 angeführten Bestimmungen von Mahlmann hervorgeht. — Im Grossen Ocean finden wir ähnliche Verhältnisse. Die antarktische Strömung nach der Westküste von Südamerika biegt sich, in einem Abstande von 22 Längengraden vom festen Lande, in 20° S Breite, gegen W um und tritt hier zu dem grossen Aequatorialstrom, der, nach Duperrey, zu beiden Seiten des Aequators, von 24°N bis 26° S, eine Breite von 50° einnimmt und eine mittlere Geschwindigkeit von 15 Seemeilen, zuweilen aber auch von 30 bis 35 SM im Tag besitzt. Nach Asien hin scheint diese Strömung sich so weit auszudehnen, als noch der regelmässige Ostpassat herrschend ist.

In den Chinesischen und Indischen Meeren wechseln die Strömungnn mit den Monsunen und beweisen hiedurch deutlich ihre Abhängigkeit von den Windverhältnissen. Vom April bis October, während der Herrschaft des S W Moussons, sind sie nördlich, vom October bis April, unter dem Einfluss des NO Monsuns,

südlich. Die Richtung ist, theils durch die Richtung der Winde, theils durch die Configuration der Küsten und die Lage der Inseln bedingt. Im Chinesischen Meere verändert sich die Geschwindigkeit der Strömungen mit der Stärke des Windes, und bei schwachem Monsun wird sie unmerklich oder folgt anderen Richtungen. Im Golf von Bengalen zeigt sich der Wechsel der Strömung regelmässig, besonders längs der Küste von Coromandel und im Meere von Ceylon. An den Küsten von Malabar ist die Strömung während der Wintermonate kaum merkbar; in den regnerischen Sommermonaten entsteht eine südliche Küstenströmung durch die starken ins Meer sich ergiessenden Landwasser; im offenen Meere aber wechselt die Strömung ebenfalls mit den Monsunen; sie ist nordöstlich im Sommer, südwestlich im Winter. So fliesst auch vom Mai bis September eine Driftströmung in den Persischen Golf, im übrigen Theil des Jahres aus demselben heraus.

Literatur: S. I, 83.

125. Einfluss der Winde auf das Klima.

Die Luft, welche durch die Winde fortgeführt wird, trägt die Temperatur der Gegend mit sich, aus der sie herstammt; sie erkaltet, wenn sie in Räume geringerer Temperatur gelangt, sie erwärmt sich im umgekehrten Fall. Es sind daher in der Regel die Landwinde im Sommer wärmer, im Winter kälter, als die Seewinde; Gebirgs- und Gletscherwinde und niedersteigende Winde überhaupt sind kalte, aufsteigende sind warme Winde; der directe Passat ist kälter, als der rückkehrende. Der Temperaturstand eines Ortes, sein täglicher und jährlicher Gang, und die Mitteltemperaturen werden daher durch die herrschenden Winde vorzugsweise bedingt, und die Charakteristik eines Klima verlangt die Angabe der mit jedem der 8 Winde verbundenen Temperatur, oder die Bestimmung der thermischen Windrose.

In Europa treffen, nach Kämtz und Eisenlohr, mit den verschiedenen Winden folgende Mitteltemperaturen zusammen:

Orte.	N	NO	O	SO
London	9°,14	10°,53	11°,03	11°,97
Paris	12,02	11,76	13,50	15,25
Karlsruhe	9,88	8,30	8,51	12,20
Hamburg	7,75	7,75	8,75	9,12
Moscau	0,59	−0,68	2,78	3,91
	S	SW	W	NW
London	11°,32	11°,77	10°,42	9°,86
Paris	15,43	14,92	13,64	12,39
Karlsruhe	12,61	11,00	12,20	11,50
Hamburg	10,13	10,62	9,88	9,12
Moscau	4,14	3,51	3,30	1,04

Allgemein bringen also nördliche und östliche Winde tiefere, südliche und westliche Winde höhere Temperaturen, oder, das Thermometer fällt, wenn der Wind, nach dem Drehungsgesetz, aus N oder NO in SO, S und SW übergeht, es steigt, wenn er aus SW nach NO übergeht. Berechnet man, nach S. 256, die trigonometrische Function, welche für jeden dieser Orte die den einzelnen Winden entsprechenden Temperaturen darstellt, so ergeben sich aus ihr die Azimuthe des kältesten und wärmsten Windes durch Bestimmung der Circularabscisse für das Minimum und das Maximum der Temperatur. Man findet auf diese Weise folgende Werthe:

Orte.	Kältester Wind.	Wärmster Wind.	Differenz.
London	N	S 12°W	2°,79
Paris	N 18 O	S 17 O	4,01
Karlsruhe	N 53 O	S 14 O	4,82
Hamburg	N 30 O	S 16 W	2,50
Moscau	N 19 O	S 42 W	4,84

Diese Verhältnisse gestalten sich etwas verschieden in den einzelnen Jahreszeiten. Die Temperaturen der Winde sind im Som-

mer höher, im Winter tiefer als im Jahresmittel, und diese Differenzen sind für verschiedene Winde ungleich, für diejenigen z. B. die aus höheren Breiten, oder von Continentalmassen herstammen, grösser, als für südliche oder Seewinde, so dass auch die Azimuthe des kältesten und wärmsten Windes und die Differenzen ihrer Temperaturen anders ausfallen. Aus den für sechs Orte, London, Paris, Hamburg, Ofen, Moscau, Stockholm, berechneten Werthen ergibt sich, nach Kämtz, als Mittel für die einzelnen Jahreszeiten und das Jahr in Europa

Jahrszeiten.	Kältester Wind.	Wärmster Wind.	Differenz.
Winter	N 26 O	S 41 W	6°,58
Frühling	N 12 O	S 18 W	3,87
Sommer	N 37 W	S 48 O	3,07
Herbst	N 1 O	S 12 W	3,69
Jahr	N 8 O	S 13 W	3,76

Obgleich die Differenz der extremen Temperaturen, wie gewöhnlich zwischen Mittelwerthen, nicht beträchtlich erscheint, so muss doch ohne Zweifel die im Verhältniss zur Breite auffallende Milde des Klima von Europa grösserentheils von dem Vorherrschen der wärmeren SW Winde hergeleitet werden. Im östlichen Nordamerika dagegen sind die ebenfalls vorherrschenden SW Winde Landwinde, die im Winter tiefere Temperaturen herbringen und erkältend auf den Wärmestand einwirken. Ein ähnlicher Gegensatz scheint zwischen den beiden Küsten des Grossen Oceans statt zu finden. Es haben allgemein in den mittleren und höheren Breiten, unter dem Einfluss des Westpassates, die Westküsten mildere Winter und kühlere Sommer als die Ostküsten; der Charakter des Seeklima wird an jenen durch den über das Meer herziehenden Westwind verstärkt, an diesen durch den continentalen Westwind geschwächt.

Aus dem häufigeren Eintreten kalter oder warmer Winde erklären sich auch die Unterschiede der Mitteltemperaturen einzelner Jahre oder Monate. Die vieljährigen Beobachtungen von Copen-

hagen zeigen, dass die Jahre, in welchen die westlichen Winde das Uebergewicht haben, ein höheres Mittel der Temperatur geben, als die, in welchen die östlichen Winde vorherrschen. Der Unterschied tritt vorzüglich stark im Winter hervor, da im Sommer umgekehrt die östlichen Winde, als Landwinde, etwas wärmer sind als die westlichen (Schouw).

Während der Dauer eines Windes wird die Temperatur der Gegend, über die er wegzieht, über oder unter das gewöhnliche Mittel erhöht oder erniedrigt, je nachdem der Wind zu der wärmeren oder kälteren Hälfte der Windrose gehört. Diese Abweichungen vom Mittel erreichen in einer gewissen, von der Richtung des Windes abhängigen Gegend ein Maximum; es bildet sich daselbst, nach dem Ausdruck von Kämtz, ein temporärer Wärmepol, oder Kältepol. Mit zunehmender Entfernung von diesen Polen wird die Abweichung geringer und an einer gewissen Grenze verschwindet sie. So ist, wenn im Winter in Halle Ostwind herrscht, während diesen Tagen die Temperatur des continentalen Europa tiefer als das gewöhnliche Mittel dieser Tage; auf einer elliptischen Fläche, worin Königsberg, Danzig, Berlin, Dresden, Breslau, Krakau, Minsk und Wilna liegen, beträgt die Depression ungefähr 5^0, und in der Mitte dieser Fläche bildet Warschau den temporären Kältepol; in einer äusseren concentrischen Zone, worin Riga, Hamburg, Hannover, Prag, Lemberg, Kiew und Smolensk liegen, ist die Abweichung vom Mittel nur 4^0; in noch weiter entfernten concentrischen Zonen vermindert sich die Depression auf 3^0, 2^0 und 1^0, und auf einer Grenze, welche durch die Hebriden, die West- und Südküste von Frankreich, Florenz, Ragusa bezeichnet wird, ist sie unmerklich.

Literatur: Schouw, *vergl. Klimatol.* 1827; Kämtz, *Lehrb. der Meteorol.*, *II*, 1832; —, *météor. par* Martins, 1843; —, *über die Verh. der Temp. zu den Winden*, *Schum. Jahrb.* 1841; Eisenlohr, *Einfl. des Windes*, 1837; Muncke, n. G. Art. *Temperatur.*

C. Hydrometeore.

126. Verdampfung.

Die Unsicherheit directer Bestimmungen des täglich oder jährlich durch Verdampfung oder Verdunstung in die Atmosphäre übergehenden Wassers ist früher (I, 84) erwähnt worden und hat ihren Grund vorzüglich in dem grossen Einfluss der Oertlichkeit, an welcher das Atmometer aufgestellt wird; sie ergibt sich auch aus der grossen Abweichung der von Schübler zusammengestellten Resultate. Man fand nämlich für die Höhe der jährlich verdampfenden Wasserschicht in franz. Zollen folgende Werthe:

Antillen; in der Sonne.	Antillen; im Schatten.	Rom.	La Rochelle.	Manchester.	Mannhm. freie Aussetzg.
343‴,7	114‴,6	73‴,2	26‴,1	41‴,5	68‴,8
Augsbg. v.d.Wind geschützt	**Würzbg.**	**Tübingn. im Schatten.**	**Bebenh. im Schatten.**	**Breslau.**	**Tegernsee.**
60‴,1	25‴,4	23‴,9	22‴,9	14‴,8	14‴,7

Es nimmt daher Schübler für Deutschland die Höhe der jährlich verdampfenden Wasserschicht im Schatten gleich 20 bis 24 Zoll, in der Sonne gleich 60 bis 65 Zoll an. Die verdunstende Fläche bei diesen Bestimmungen war eine Wasserfläche. Nackte Erde verdampft, wenn sie sehr durchnässt ist, stärker als Wasser, weil sie sich mehr erwärmt und mehr Oberfläche darbietet; bei fortschreitendem Austrocknen aber ist die von ihr gelieferte Dampfmenge nur $\frac{1}{3}$ bis $\frac{1}{5}$ und noch weniger der von einer gleich grossen Wasserfläche gebildeten. Noch grössere Ungleichheiten zeigen bepflanzte Flächen, je nachdem die Pflanzen sich in vollem Wachsthum, oder dem Zustande der Verdorrung nahe befinden, und je nach der weicheren oder spröderen Beschaffenheit ihrer Stengel

und Blätter. Schübler fand die Verdampfung einer Grasfläche im Sommer 2 bis mehr als 3 mal so stark, als die einer gleich grossen Wasserfläche, während andere Pflanzen, z. B. Cactus, Sedum, weit schwächer als Wasser verdampfen und der Luft eher Feuchtigkeit entziehn. Einen grossen negativen Einfluss übt aber die Bepflanzung, besonders mit Wald, auf die Verdampfung des Bodens aus, indem sie ihn gegen die directe Sonnenwärme und gegen den Wind schützt. Waldboden bleibt daher, nach stärkeren Regen, noch durchnässt und in regnerischen Gegenden morastig, nachdem das äussere, waldlose Land längst trocken geworden ist, und es erklärt sich hieraus das Versiegen, oder die geringere Wassermenge der Quellen in Gegenden, die von Wäldern entblösst werden, das neue Hervortreten der Quellen, wenn man die Gebirge wieder mit Wald bepflanzt, wovon Boussingault mehrere Fälle anführt. — Nächst der Beschaffenheit der verdampfenden Fläche ist die Temperatur einer der wichtigsten Factoren dieses Processes, da nach S. 14 die zur Sättigung erforderliche Dampfmenge sehr rasch mit der Wärme zunimmt. Nach den Angaben des Atmometers fand Schübler in Tübingen die Höhe der im Januar bei einer Mitteltemp. von $-2^0,7$ täglich verdampfenden Eisschicht gleich 0,18 Linien, im Juli, bei $25^0,0$ Mitteltemp. die täglich verdampfende Wasserschicht gleich 1‴67, oder 9 mal so gross. Die Extreme waren 0‴,05 bei $-8^0,2$ Temp. und 4‴,3 bei $20^0,4$ Temp. Sedileau in Paris fand die Dampfbildung im Maximum ebenfalls 9 mal, Dalton in Manchester nur 4 mal so gross, als im Minimum, welches stets auf den Januar fiel.

Das Fortschreiten der Dampfbildung ist indess abhängig von dem hygrometrischen Zustande der Luft. Ist dieselbe beinah gesättigt, so findet auch bei hoher Temperatur so viel als keine Verdampfung statt. Daher die sehr ungleiche Empfindung bei gleich hohen äusseren Temperaturen, je nachdem die Luft trocken oder feucht ist, da im ersten Fall, durch das Latentwerden der zur Verdampfung der Hautfeuchtigkeit erforderlichen Wärme, wir Kühlung erhalten, im letzteren nicht; daher in der Regenzeit der heissen Zone die Zerstörung von Papier, Holzwaaren u. s. w. durch Feuchtigkeit, während in der kalten, aber trocknen Luft hoher Gebirge die schnelle Verdampfung auf umgekehrte Weise beschwer-

lich wird. Es erklärt sich hieraus der grosse Einfluss der Winde. Vorerst entfernen sie die an die verdampfende Fläche angrenzende gesättigte Luftschicht und ersetzen sie durch eine ungesättigte. Die von den Winden hergeführte Luft kann aber selbst auch sich in den verschiedensten hygrometrischen Zuständen befinden; Seewinde bringen feuchte, Landwinde trockne Luft; die kalte Luft der Gebirge, oder aus höheren Breiten, wenn sie in wärmere Gegenden gelangt, erscheint trocken, weil sie nach der Erwärmung mehr Dampf als früher aufzunehmen vermag; die warme Luft der Tiefebenen, oder niederer Breiten wird feucht, wenn sie erkaltet. Die Verdampfung ist daher bei verschiedenen Winden sehr ungleich und, in unseren Gegenden, bei S und W Winden am kleinsten, bei N und O Winden am grössten. Schübler fand im Jahresmittel die Verdampfung bei windiger Witterung doppelt so stark, als bei windstiller; er erhielt ferner für die einzelnen Winde folgende Verhältnisszahlen, wenn das Minimum der Verdampfung gleich 1 gesetzt wird:

	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
im Sommer	1,31	1,57	1,57	1,44	1,28	1,00	1,24	2,31
— Winter	1,51	1,83	1,92	1,00	1,19	2,70	1,56	1,04
— Jahr	1,35	2,06	1,56	1,13	1,01	1,00	1,04	1,47

Der SW ist daher in Tübingen, sowohl im Jahr, als im Sommer, der feuchteste Wind; der trockenste im Jahresmittel ist der NO, im Sommer der NW. Im Winter überwiegt die Wärme des SW den Einfluss seines höheren Dampfgehaltes.

Literatur: Halley, *an acc. of the evapor. of Water*, *Ph. Tr.* 1694; Sedileau, *obs. s. la quant. de la pluie et de l'évaporat.*, *Mém. de l'Acad. X*, 1692; Réaumur, *obs. s. l'évap. de la neige*, *M. de l'Ac.* 1738; Wallerius, *Vers. über die Ausdünst. des W.*, *Schwed. Akad.* 1748; Dobson, *evap. at Liverpool*, *Ph. Tr.* 1777; de Saussure, *ess. d'hygrométrie*, 1783; S. Williams, *exp. on evapor.*, *Amer. Soc. II*, Dalton, *exp. and obs. on the quant. of rain, dew and evapor.*, *Manch. Mem. V*, > *Gilb. Ann. XV*; Daniell, *meteor. essays*, 1823; Schübler, *Grunds. der Meteor.*, 1831; Boussingault, *sur l'influence des défrichemens*, *Ann. de Ch. LXIV*, 1837; Muncke, n. G. Art. *Verdunstung*; Bronn, *Gesch. der Natur*, *II.*

127. Dampfgehalt der Atmosphäre.

Die Hygrometrie hat in Bezug auf den Dampfgehalt der Atmosphäre eine doppelte Aufgabe zu lösen. Man will erstens nach ihrem Gewicht in der Cubikeinheit Luft, oder nach der Höhe der durch ihren Niederschlag gebildeten Wasserschicht, oder nach dem von ihr auf das Barometer ausgeübten Druck, die Dampfmenge kennen, die wirklich in der Atmosphäre vorhanden ist, d. h. den absoluten Dampfgehalt; man will zweitens das Verhältniss wissen, in welchem diese Dampfmenge zu derjenigen steht, die in Folge der herrschenden Temperatur von der Atmosphäre aufgenommen werden könnte, bevor ein Niederschlag erfolgt, d. h. das Verhältniss des wirklichen zum möglichen Dampfgehalt, oder den relativen Dampfgehalt, oder Feuchtigkeitsgrad der Atmosphäre. Gesetzt z. B. bei einer Temperatur von 20^0 habe man die Tension des absoluten Dampfgehalts gleich $9^{mm},16$ gefunden, so lehrt die Tafel S. 14, dass im Zustand der Sättigung diese Tension $17^{mm},39$ betragen würde; der relative Dampfgehalt ist also $\frac{916}{1739}$ oder 53 p. c. des möglichen, die Atmosphäre enthält nur ungefähr die Hälfte des Dampfes, den sie aufnehmen könnte. — Es ist klar, dass in allen meteorologischen Aufgaben der Feuchtigkeitsgrad eines der wichtigsten Elemente ist, da von ihm und von der Temperatur die Heiterkeit oder Trübung der Atmosphäre und das Eintreten hydrometeorischer Niederschläge abhangen.

Der tägliche und jährliche Gang des absoluten und rel. Dampfgehalts und der Spielraum beider Perioden ist vorzüglich durch Kämtz und Dove bekannt geworden. Die absolute Dampfmenge steigt und fällt mit der Temp., sie ist also am kleinsten vor Aufgang der Sonne, am grössten des Nachmittags; so in Apenrade, Plymouth, Greenwich, Brüssel, Toronto und anderen Orten, die unter dem Einfluss des Seeklima's stehn. Im Inneren der Continente aber zeigt die Curve des täglichen Gangs im Sommer zwei Maxima und zwei Minima, indem bereits vor Mittag in Halle zwischen 9 und 11^h ein Maximum eintritt, nach welchem der Dampfgehalt abzunehmen scheint bis um 3^h oder 5^h, dann wieder steigt bis um 8^h oder 10^h und nun fortdauernd abnimmt

bis zum Aufgang der Sonne. Ein übereinstimmendes Resultat ergibt sich aus den Beobachtungen in Mühlhausen, Prag, Ofen. Es erklärt sich diess scheinbare Zurückgehn der Dampfzunahme während den wärmsten Stunden des Tages durch den starken aufsteigenden Luftstrom, der um diese Zeit die vorhandenen Dämpfe in die Höhe entführt. Auf dem Rigi und Faulhorn fand man, wie in Apenrade, nur ein Minimum bei Aufgang der Sonne und ein Maximum in den wärmsten Tagesstunden, und auch auf dem Gr. Bernhard ist die Dampfmenge bei Aufgang der Sonne kleiner als um 2^h nach Mittag. — Sehr verschieden ist der tägliche Gang der relativen Dampfmenge, indem, in unseren Gegenden wenigstens, die Temperatur in stärkerem Verhältniss steigt, als die Verdampfung, der Abstand der wirklichen von der möglichen Dampfmenge daher mit steigender Temperatur zunimmt. Die Feuchtigkeit, ausgedrückt in Procenten der möglichen Dampfmenge, ist vor Aufgang der Sonne am grössten; so wie die Temperatur steigt, nimmt sie ab, erreicht in den wärmsten Stunden des Tages ihr Minimum und steigt nun wieder während des Abends und der Nacht bis zum Maximum der Morgenstunden. Auf grösseren Höhen jedoch ist der Gang umgekehrt, weil, nach Kämtz, zu der auf der Höhe selbst entstehenden Dampfmenge in den wärmeren Tagesstunden noch diejenige tritt, die der aufsteigende Luftstrom aus der Tiefe zuführt. Auf dem Rigi fällt das Minimum noch auf 1^h nach Mittag, das Maximum auf Mitternacht, auf dem Faulhorn aber ist im Sommer die relative Feuchtigkeit am kleinsten um 9^h Morgens, am grössten um 4^h Nachmittags. Aehnliche Abweichungen werden auch anderwärts vorkommen: wo z. B. der Wechsel der See- und Landwinde stärker hervortritt, kann wohl während des Tages, unter dem Einfluss der Seewinde, nicht nur die absolute, sondern auch die relative Dampfmenge eine Zunahme, während der Nacht, unter dem Einfluss der Landwinde, eine Abnahme zeigen.

Der tägliche Spielraum, oder die Differenz der mittleren, täglichen Maxima und Minima, ergibt sich aus folgender Tafel, deren Werthe indess auf sehr ungleichen Beobachtungszeiten beruhen:

Orte.	Absolute Feuchtigkeit.			Beobachtungs-Zeit.
	Max.	Min.	Spielr.	
Treptow in Pommern	12mm,03	10mm,61	1mm,42	Juli u. August.
Halle	7,75	7,08	0,67	acht Jahre.
Zürich	10,68	9,43	1,25	Juni, Sept., Oct.
Rigi	7,54	6,27	1,27	Juni in 2 Jahren.
Faulhorn	5,16	3,40	1,76	Sept. u. Oct. in 2 J.
	Relative Feuchtigkeit.			
	Max.	Min.	Spielr.	
Treptow in Pommern	86,9	66,2	20,7	Juli u. August.
Halle	86,2	64,2	22,0	acht Jahre.
Zürich	88,4	58,2	30,2	Juni, Sept., Oct.
Rigi	87,8	78,2	9,6	Juni in 2 Jahren.
Faulhorn	80,8	69,7	11,1	Sept. u. Oct. in 2 J.

Der geringe Spielraum der absoluten Dampfmenge erscheint demnach ziemlich constant, während derjenige des relativen, besonders im Minimum, beträchtliche Ungleichheiten zeigt.

Der jährliche Gang der Feuchtigkeit zeigt denselben Gegensatz in der Zu- und Abnahme der absoluten und relativen Feuchtigkeit, der im täglichen hervortritt. Der absolute Dampfgehalt steigt und fällt mit der Temperatur, sein Minimum trifft in den Januar, sein Maximum in den Juli, während umgekehrt die Feuchtigkeit im Winter, die Trockenheit im Sommer am grössten ist. Nach den Beobachtungen von Kämtz in Halle ergeben sich folgende Werthe:

Monate.	Jan.	Febr.	Mars	April	Mai	Juni
Absolute Feuchtigkeit	4mm,5	4mm,7	5mm,1	6mm,2	7mm,8	10mm,8
Relative Feuchtigkeit	85,0	79,9	76,4	71,4	69,1	69,7
	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
Absolute Feuchtigkeit	11mm,6	10mm,7	9mm,6	7mm,9	5mm,6	5mm,6
Relative Feuchtigkeit	66,5	66,1	72,8	78,9	85,3	86,2

Aus den Beobachtungen in London, Paris, Genf und auf dem Gr. Bernhard findet Kämtz als mittlere Epochen der Extreme des absoluten Dampfgehaltes, für das

Minimum	Maximum
den 20. Januar.	den 25. Julius.

Beide treffen demnach einige Tage später ein, als die Extremepochen der Temperatur. Für die relative Feuchtigkeit ergab sich aus den Beobachtungen der drei ersten Orte für das

Minimum	Maximum
der 19. Mai.	der 19. Dec.

womit auch ziemlich nahe die Beobachtungen in Halle übereinstimmen.

Der jährliche Spielraum des absoluten Dampfgehaltes in Halle steigt demnach auf $7^{mm},1$, derjenige des relativen auf 20,1. — Es scheint der jährliche Gang der absoluten Dampfmenge unter allen Verhältnissen mit dem der Temperatur übereinzustimmen; auf dem Gr. Bernhard und zu Benares in Indien, wie in Halle, fällt das Minimum in den Januar, das Maximum in den Juli oder August. Dagegen mag der Gang der rel. Feuchtigkeit und die Grösse ihres Spielraums in verschiedenen Gegenden ungleich sein. Man darf wohl annehmen, dass in den Ländern anhaltender Sommerregen und trockner Winter das Verhältniss sich umkehre, dass ferner in den Umgebungen des Mittelmeeres, wo es im Sommer beinah nie, im Winter häufig regnet, der Spielraum noch grösser sein werde. — Ueber dem Meere und über grösseren See'n ist die Luft in der Regel mit Dampf gesättigt, sie enthält so viel Dampf, als sich bei der herrschenden Temperatur entwickeln kann. Da aber Salzwasser bei gleicher Temperatur weniger Dampf abgibt, als reines Wasser, so wie es auch bei höherer Temperatur siedet (17), so enthält die Luft über dem Meere weniger Dampf, als über Süsswassersee'n, und ihr Thaupunkt liegt 3 bis 4^0 unter der herrschenden Temperatur. — Von den Küsten nach dem Inneren der Continente zeigt sich, wie man erwarten durfte, eine starke Abnahme des absoluten und relativen Dampfgehaltes. Ueber den Sandwüsten der heissen Zone muss eine so viel als gänzliche Trockenheit herrschen. In den Steppen von Sibirien fand von Humboldt um Mittag den 5. Aug. den rel. Dampfgehalt gleich

16, was, wie er glaubt, die grösste Trockenheit ist, die man bis jetzt in Niederungen beobachtet hat.

Die aus hygroskopischen Substanzen bestehenden Hygrometer von DE SAUSSURE und DE LUC (I, 63) verändern ihren Stand mit der Entfernung des vorhandenen Feuchtigkeitsgrades von dem der Sättigung und führen also zur Kenntniss des relativen Dampfgehaltes; sie sollen bei jeder Temperatur gleich stehn, wenn die relative Dampfmenge gleich ist. Ihre Angaben lehren indess nicht unmittelbar die Procente der relativen Feuchtigkeit kennen, und man hat daher, vorzüglich in Bezug auf das viel benutzte Hygrometer von de Saussure, durch vergleichende Versuche die Bedeutung der Grade des Instruments ausgemittelt. Die bekanntesten Tafeln, welche zu den Graden des Hygrometers von Saussure die entsprechenden Procente der relativen Dampfmenge angeben, sind von GAY-LUSSAC, PRINSEP, MELLONI, AUGUST und stehn in den meisten neueren Werken über Hygrometrie und Meteorologie. — Die Kenntniss des Thaupunktes, vermittelst des Hygrometers von DALTON oder DANIELL, lässt mit Hülfe einer Tafel, welche, mit grösserer Schärfe, als die auf S. 14 stehende, zu jeder Temperatur die Tension des Wasserdampfs im Zustande der Sättigung angibt, den absoluten Dampfgehalt finden; die herrschende Temperatur führt mit Hülfe derselben Tafel zur Kenntniss des möglichen Dampfgehalts, und daher auch zu der des relativen. — Das Psychrometer von AUGUST gibt die herrschende Temperatur t und die Temperatur t' an, bei welcher ein von nasser Mousselin umwickeltes Thermometer nicht tiefer fällt; bezeichnet dann e' die Tension des Dampfs bei der Temperatur t', und b den Barometerstand, so ist in Millimetern und für das hundertheilige Thermometer, nach KÄMTZ, die Tension E des absoluten Dampfgehalts

$$E = e' - 0{,}000804\,(t - t')\,b$$

oder

$$E = e' - 0{,}000748\,(t - t')\,b$$

je nachdem t' über oder unter 0° steht, und man bestimmt den relativen Dampfgehalt wie früher.

Literatur: MUSSCHENBROEK, *tentam. exper. in acad. del cimento*, 1731; LE ROY, *suspens. de l'eau dans l'air, M. de l'Ac.* 1751; LAMBERT, *essai d'hygrom., M. de Berl.*, 1769, deutsch 1774; DE LUC, *acc. of a new hygr., Ph. Tr.*, 1773; —, *id. sur la météor.*, 1787; DE SAUSSURE, *essai sur l'hygrom.*, 1783; LESLIE, *essay on heat and moisture*, 1813, übers. v. BRANDES, 1823; DALTON, *exp. and observ., Manch. Mem. V*; DANIELL, *meteor essays and obs.*, 1823, > *Gilb. Ann. LXV*; JONES, *descr. of an hygr., Ph. Tr.*, 1826; BOHNENBERGER, *naturw. Abh. von Würtemb., II*; AUGUST, *über die Anwend. des Psychrom.*, 1828; —, *Fortschr. d. Hygrom.*, 1830; —, *über das Psychrom., Poggd. V u. XIV*; DOVE, *ü. d. tägl. u. jährl. Ausd. der Dampfatm., Poggd. XVI*, 1829; BAUMGARTNER, *über Hygrom., nach v.* BÜRG'S *Beob. Zeitschr., f. Ph. IV*, 1828; —, *Naturl. Suppl*, 1831; ANDERSON, *hygrometry, Edinb. Encl.*; —, *Edinb. ph. J. XI*; BUNSEN, *enum. ac desc. hygrom.*, 1830; SUERMAN, *de definienda quant. vaporis aq. in atm.*, 1831; KÄMTZ, *Lehrb. der Met. I*, 1831; APJOHN, *phil. mag., VI et VII*; MUNCKE, D. G. Art. *Hygrometer* und *Meteorologie*; FORBES, *Fortschr. der Met. v.* MAHLMANN, 1836; —, *suppl. report*, 1841; DE HUMBOLDT, *Asie centrale, III*, 1843.

128. Dampfgehalt in grösseren Höhen.

Die enge Verbindung zwischen der Temperatur und dem absoluten Dampfgehalt lässt, mit steigender Höhe, sowohl eine Verminderung der Dampfmenge, als eine Abnahme ihres Spielraums vorhersehen, da die Temperatur in gleichem Sinn sich verändert. Auch ist das Mittel der gleichzeitigen Bestimmungen des absoluten Dampfgehalts in Zürich und auf dem Rigi, für ersteres $10^{mm},97$, für den Rigi $6^{mm},85$, und später im Jahr für Zürich $9^{mm},25$, für das Faulhorn $4^{mm},13$. Für Genf berechnet Kämtz den mittleren jährlichen Dampfgehalt aus fünfjährigen Beobachtungen zu $6^{mm},09$, auf dem Gr. Bernhard zu $3^{mm},14$. Berechnet man aus diesen Resultaten die Abnahme des Drucks der Dampfatmosphäre für je 100^{m} Erhebung, so erhält man zwischen

Zürich	— Rigi	$0^{mm},30$
Zürich	— Faulhorn	0,23
Genf	— S. Bernhard	0,14

Es scheint demnach die Abnahme im Sommer beträchtlich schneller zu erfolgen, als im Herbst und im Jahresmittel, so wie auch die Temperatur nach der Tafel, S. 374, im Sommer am schnellsten abnimmt, obgleich der Unterschied weniger stark, als in der Dampfmenge hervortritt. — Die Verminderung des Spielraums zeigt sich nicht im täglichen Spielraum, weil in der Tiefe, durch die Abnahme der Dampfmenge in den wärmeren Tagesstunden, das wahre Maximum unterdrückt wird; wohl aber geht sie deutlich aus dem jährlichen Gang hervor. Während nämlich in Halle der jährliche Spielraum auf $7^{mm},1$ steigt, beträgt er $5^{mm},71$ in Genf und nur $3^{mm},56$ auf dem Gr. Bernhard.

Ueber die Grösse und den Spielraum der relativen Feuchtigkeit auf grösseren Höhen fehlen noch zuverlässige Mittelresultate. Die hygrometrischen Beobachtungen von de Luc, de Saussure, v. Humboldt, und viele Erfahrungen über die schnelle Verdampfung auf hohen Gebirgen schienen die Annahme einer vorherrschend grossen Trockenheit zu begründen. Es erklärt sich auch dieselbe aus dem fortdauernden Niederschlag der ohnehin geringeren Dampfmenge an den ausgedehnten Schnee- und Eisflächen

oder moosigten Weidgehängen, die als natürliche Condensatoren wirken, während die Intensität, welche die directe Sonnenwärme auf grösseren Höhen oft erreicht, die mögliche Dampfmenge bedeutend steigert. Da jedoch die meisten jener Beobachtungen im Sommer und vereinzelt bei günstiger Witterung gemacht worden sind, so bezweifelt Kämtz mit Recht die Allgemeinheit des aus ihnen hergeleiteten Resultates. Die Wolken in der höheren Atmosphäre, die Nebel, die häufig auf den Gebirgen liegen, die beständige Feuchtigkeit des Bodens, der Wasserreichthum und die perennirende Fortdauer der Quellen lassen eher ein Uebergewicht der Niederschläge erwarten, und die wenigen, längere Zeit fortgesetzten Beobachtungsreihen, die man besitzt, stimmen mit dieser Folgerung ziemlich überein. Die während 9 Wochen fortgeführten Beobachtungen in Zürich und auf dem Rigi geben im Mittel als rel. Feuchtigkeit in Zürich 74,6, auf dem Rigi 84,3; aus den während des Herbstes zweier Jahre in Zürich und auf dem Faulhorn gemachten Beobachtungen folgte, im ersten, von heiterer Witterung begünstigten Herbst, für Zürich 74,4, für das Faulhorn 63,3, im zweiten regnerischen Herbst dagegen für Zürich 75,3, für das Faulhorn 85,6, im Mittel also beider Jahre für Zürich 74,8, für das Faulhorn 74,4. Die Beobachtungen von Bravais und Martins auf dem Faulhorn geben für Mailand 63,2, für Zürich 72,9, für das Faulhorn 75,9. Die Angaben des Haarhygrometers führen im Mittel mehrerer Jahre zu den Werthen von 83,3 für Genf und 82,9 für den Gr. Bernhard. Auf der aerostatischen Reise von Gay-Lussac zeigte das Hygrometer, nach mehrfachem Wechsel, eine Abnahme der Feuchtigkeit in der Höhe bis $25^0,3$ der Eintheilung von Saussure, was einem relativen Dampfgehalt von nur 12 pC. entspricht, doch schwebten noch Wolken über dem höchsten erreichten Punkt.

Literatur: de Luc, *idées sur la météorol.*, *II*, 1787; de Saussure, *essai sur l'hygrom.*, 1783; —, *voyages*; v. Humboldt, *Ansichten der Natur*, 1826; Daniell, *meteorol. essays*, 1823; Kämtz, *Lehrb. der Meteor.*, *I*, 1831; —, *cours de météorol. par* Martins, 1843.

129. Dampfgehalt bei verschiedenen Winden.

So wie die Temperatur, so tragen die Winde auch den hygrometrischen Zustand der Gegend, aus der sie herstammen, in benachbarte Gegenden; daher ist der Scirocco an der Nordküste von Afrika ein trockner, in Italien ein feuchter Wind; daher sind Land- oder Gletscherwinde trocken, Seewinde feucht. — Der Unterschied zwischen absolutem und relativem Dampfgehalt ist aber auch hier zu berücksichtigen. Wenn dampfreiche Winde in wärmeren Gegenden eintreffen, so kann dennoch, obschon der absolute Dampfgehalt steigt, das Haarhygrometer der Trockenheit zugehn, wenn nämlich die Erhöhung der Temperatur den möglichen Dampfgehalt in stärkerem Maasse vermehrt, als der wirkliche zunimmt; erscheinen sie umgekehrt in kälteren Gegenden, so muss mit der absoluten auch die relative Dampfmenge zunehmen. Trockne Winde, die sich erwärmen, vermehren auch relativ die Trockenheit, weil der mögliche Dampfgehalt zunimmt; treten sie dagegen in kältere Gegenden, so kann das Haarhygrometer der Feuchtigkeit zugehn, weil, in Folge der geringeren Temperatur, ihr möglicher Dampfgehalt dem wirklichen näher rückt. Daher sind für Europa die warmen und zugleich dampfreichen SW und W Winde im Allgemeinen feuchte Winde, sie sind es aber in höherem Grade im Winter, als im Sommer, weil im Winter der Continent kälter ist als das Meer, im Sommer wärmer; die kalten und dampfarmen NO Winde sind trockne Winde in jeder Jahrszeit, weil sie in Europa stets aus kälteren in wärmere Gegenden gelangen, nur über den ewigen Schneeflächen der Alpen mag wohl die relative Feuchtigkeit sich vermehren, wenn Nordwinde die Luft der Niederungen hinauftreiben. — Die Erscheinung ist im Anfange, bevor der Wind herrschend geworden ist, oft umgekehrt. Trifft ein trockner, aber kalter NO in einer wärmeren und dampfreichen Gegend ein, so muss anfangs die relative Feuchtigkeit zunehmen, weil die schnelle Erkältung den möglichen Dampfgehalt dem vorhandenen näher bringt, und erst nachdem dieser Dampf durch den Wind weggeführt ist und die herströmende Luft sich erwärmt hat, wird die Trockenheit sich vermehren. Trifft umgekehrt ein

dampfreicher, aber warmer SW in einer kälteren Gegend ein, so bewirkt die Erhöhung der Temperatur zuerst eine Bewegung des Hygrometers zur Trockenheit; hat aber die feuchte Luft die frühere dampfärmere verdrängt, und sie erkaltet nun, so erfolgt eine anhaltende Vermehrung der relativen Feuchtigkeit. Beides findet in der Regel statt im Wechsel der Passate.

Der Einfluss der Winde auf den Dampfgehalt der Atmosphäre an einem gegebenen Orte ergibt sich aus der atmischen oder hygrometrischen Windrose des Ortes, d. h. aus der Angabe des mittleren mit jedem der acht Winde verbundenen absoluten oder relativen Dampfgehaltes. Dove hat für die absolute Dampfmenge die atmische Windrose von London, Kämtz diejenige von Paris und Halle berechnet. Das Minimum des Drucks der Dampfatmosphäre fällt in London auf die nördlichen und östlichen, das Maximum auf die südlichen und westlichen Winde, das erstere im Jahresmittel auf NO, das letztere auf S, mit einer Differenz von $3^{mm},36$. Im Herbst fällt das Minimum auf N, im Winter auf O; das Maximum fällt im Herbst und Winter auf SW. — Für Paris hat Kämtz folgende Resultate abgeleitet:

	Minim.	Maxim.	Spielrm.
Frühling	N 50 O	S 29 W	$2^{mm},44$
Sommer	N 44 O	S 24 W	1,77
Herbst	N 41 O	S 19 O	2,36
Winter	N 61 O	S 6 W	2,91
Jahr	N 45 O	S 2 W	2,21

welche im Jahresmittel, nicht aber in den einzelnen Jahreszeiten, mit den Werthen von London übereinstimmen. — Aehnliche Verhältnisse zeigen sich in Halle; die geringste Dampfmenge enthält der Wind aus NO gegen N, die grösste derjenige aus S gegen SO, die Differenz beträgt jedoch nur $1^{mm},26$.

Die Verhältnisse der relativen Feuchtigkeit sind, wegen der Unvollkommenheit hygrometrischer Bestimmungen, weniger bekannt. Für Halle gibt Kämtz folgende Tafel:

	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
Winter	89,5	91,2	92,6	88,5	83,0	81,9	80,9	83,2
Frühling	75,0	72,3	66,9	71,4	70,3	70,3	71,7	73,4
Sommer	67,6	67,4	61,3	66,3	67,4	69,9	71,4	68,8
Herbst	78,7	82,6	75,7	79,2	76,2	78,6	80,6	82,7
Jahr	78,3	77,5	73,0	74,8	73,6	74,8	74,4	76,5

Nach diesen Resultaten würde die relative Feuchtigkeit vorzugsweise durch die Temperatur und nicht durch den absoluten Dampfgehalt bestimmt; N und NO Winde sind feuchter, als S und SW Winde, die Feuchtigkeit ist im Winter und Herbst am grössten, im Frühling und Sommer am geringsten. Es stimmen damit auch die Angaben von Sauvanau über die Verdampfung bei S. Rambert, zwischen Lyon und Genf, überein, nach welchen die Verdampfung am stärksten bei S und W Winden, am schwächsten bei O Winden sein soll. Dagegen scheinen sie im Widerspruch zu stehn mit anderen Erfahrungen über die Bewölkungs- und Regenverhältnisse.

Literatur: Dove, *von d. Windesrichtung abh. Veränd. der Dampfatm.*, *Poggd. XVI*, 1829; —, *met. Unters.* 1837; Kämtz, *Meteorol.*, *I*, 1831; —, *Vorles. über Meteorologie*, 1840; Sauvanau, *météor. compar.*, *Ann. de Lyon*; Muncke, d. G. Art. *Wind.*

130. Thau und Reif.

Wasserdämpfe, die mit Körpern in Berührung kommen, deren Temperatur niedriger ist, als diejenige, bei welcher der vorhandene Dampf sich im Sättigungsgrade befindet, verlieren den gasförmigen Zustand und bilden an der Oberfläche des Körpers einen Niederschlag oder Beschlag. Es beruht auf diesem Princip die Bestimmung des Dampfgehaltes durch den Thaupunkt, oder der Niederschlag der Dämpfe wärmerer Zimmer an kalten Fensterscheiben. Steht die Temp., welche den Niederschlag veranlasst, über 0^0, so ist derselbe flüssig und erscheint in sehr kleinen Tropfen, die bald auch zusammenfliessen; steht sie unter 0^0, so kann sich ein Niederschlag von Eiskrystallen bilden, die in feinen Nadeln den Kör-

pern aufsitzen, oder sich auch gegenseitig als Stützpunkte dienen und grössere Gruppen bilden. Es kann auch ein anfangs wässeriger Niederschlag, wenn die Temperatur später unter 0^0 sinkt, gefrieren und Ueberzüge von Eis veranlassen.

Es entstehn diese Niederschläge vorzüglich im Winter und Frühjahr, wenn, nach längerem Frost, warme und dampfreiche S und W Winde eintreten. Die Gebäude, Pflanzen, der Boden bedecken sich mit Feuchtigkeit, oder, bei tieferer Temperatur, mit einer Kruste von Eisnadeln, die, besonders im Freien, an Bäumen und Hecken, in büschelförmigen Gruppen herabhangen und als Rauhfrost, Rauhreif oder Haarfrost (*Biecht* oder *Gicht* in süddeutschen Dialekten, *Givre* franz.) bekannt sind. — Regen, der auf einen unter Null stehenden Boden fällt, gefriert auf demselben und bildet Glatteis (*Verglas*).

Dieselbe Ursache erzeugt zwischen dem Untergang und Aufgang der Sonne, in klaren, windstillen Nächten, wenn der Boden durch stärkere Ausstrahlung erkaltet (318), den Thau und Reif, als einen aus Wasser oder Eis bestehenden Niederschlag aus den untersten Schichten der Atmosphäre. — Die Thaubildung beginnt zuweilen, bei grosser Feuchtigkeit, im Schatten schon vor Sonnenuntergang; sie dauert die ganze Nacht durch, nimmt zu nach Mitternacht, und setzt nicht selten auch nach Aufgang der Sonne noch fort. Der Thau ist im Frühling und Herbst in unseren Gegenden gewöhnlich stärker, als im Sommer; besonders reichlich zeigt er sich an hellen Morgen, denen eine bewölkte Nacht vorherging. Jeder Umstand, welcher die Strahlung vermindert, ein bewölkter Himmel, Nebel, Bedachung, oder das Laub von Bäumen, schwächt oder unterdrückt die Thaubildung; sie ist um so reichlicher, je mehr freier Himmelsraum von einer Stelle aus sichtbar ist; daher in Städten selten Thau fällt, der meiste dagegen auf offenem Felde. Auch Winde hindern die Thaubildung, weil sie der Entstehung eines hinreichenden Temperaturunterschiedes zwischen dem Boden und der angrenzenden Luftschicht entgegen wirken. Der Thau setzt sich an wenig über den Boden erhöhten Körpern, sowohl an die untere, als an die obere Fläche an, allein nicht an alle Stoffe in gleichem Maasse; Metalle erhalten nur schwachen oder gar keinen Thau; Gold, Silber, Kupfer, Zinn weniger als Platin, Eisen,

Stahl, Zink, während gleichzeitig Gras, Holzspäne, Papier, Wolle sehr stark bethaut werden; Wolle auf Metall liegend wird weniger feucht, als auf Glas liegend; Pflanzen bethauen sich leichter, als der feste Erdboden, lockerer Kies leichter, als fest getretene Erde, Holzspäne leichter, als festes Holz. Je grösser das Strahlungsvermögen der Stoffe, je grösser also ihre Erkältung ist, desto reichlicher zeigt sich der Thau auf ihnen. — Die Thaubildung ist in verschiedenen Gegenden sehr ungleich. An den Küsten warmer Länder, des Persischen Golfs, des Rothen Meeres, von Alexandrien, von Sicilien, benetzt der Thau so stark wie Regen und ersetzt denselben in Gegenden, wo fast niemals Regen fällt. Die Oberfläche der Dampfschiffe im Mittelmeer wird während der Nachtfahrten so nass, als ob sie mit Wasser bespült worden wären. Auch in wasserreichem Binnenland, in der Schweiz, in der Nähe der See'n in Nordamerika, zeigt sich der Thau in beträchtlicher Menge. Er fehlt dagegen fast gänzlich auf dürren, wasserlosen Ebenen, entfernt von See'n und Strömen, in den Wüsten von Persien, Nubien, der Sahara, auf den Ebenen im inneren Brasilien. — Das Thauwasser ist beinah chemisch rein, mit einem schwachen Gehalt von Kohlensäure; an Meeresküsten, oder in der Nähe von Salzsee'n, enthält es salzige Bestandtheile.

Mit dem Thau sind nicht andere Stoffe zu verwechseln, die oft in grosser Menge fast plötzlich auf den Pflanzen erscheinen und Honigthau, Mehlthau, Russthau heissen, oder noch andere Namen tragen. Der Honigthau *(miélée, miélat)* wurde von Leche als eine Absonderung von Blattläusen, von Neueren als eine krankhafte Aussonderung aus den Pflanzen selbst erklärt. Der Mehlthau *(nielle)* und Russthau *(Cladosp. fumago Lk.)* sind mikroskopische Pilze.

Aristoteles, und nach ihm viele Physiker, bis in die neueren Zeiten, so noch de Luc, Leslie, hielten den Thau für eine Art Regen, der in feinen Tropfen aus den unteren atmosphärischen Schichten auf den Boden falle; daher noch der Ausdruck von „fallendem Thau." Gersten, Dufay, Musschenbroek glaubten annehmen zu sollen, dass der Thau aus dem Boden aufsteige, da er sich früher an tiefer liegenden, als an höheren Körpern, und auch an ihrer unteren Seite zeige. Le Roy, der, wie die meisten älteren Physiker, die Thaubildung aus einer Erkältung der Luft, statt der Körper, herleitet, nimmt für den Abend einen aufsteigenden, für den Morgen einen fallenden Thau an. Auch die Elektricität sollte, vorzüglich nach Hube, mitwirken. Das grösste Verdienst um die Theorie des Thau's erwarb sich Wells, indem er durch Versuche die Erkaltung des

Bodens in der Nacht durch Strahlung und den Zusammenhang dieser Erkaltung mit der Thaubildung nachwies. Seiner Erklärung sind Horner, Arago, Kämtz, Melloni und die Mehrzahl der lebenden Physiker beigetreten. Gegen die Theorie von Wells haben sich Muncke, Blackadder, van Roosbroek u. a. erklärt.

Literatur. Henshaw, *obs. and exper. upon maydew., Ph. Tr.* 1665; Gersten, *diss. de rore*, 1733; Dufay, *m. s. la rosée, M. de l'Ac.*, 1736; le Roy, *s. l'élév. et la suspens. de l'eau dans l'air et sur la rosée, M. de l'Ac.*, 1751; Musschenbroek, *iotrod. ad ph. nat. II*, 1762; Wilson, *exp. on cold, Ph. Tr.* 1781; —, *exp. on the separat. of hoarfrost from a clear air, Edinb. Trans. I*; de Luc, *modif. de l'atm.* 1784; Hube, *über die Ausdünstung und ihre Wirk.*, 1790; Lampadius, *Vers. über Elektr. und Wärme*, 1793; Leslie, *on heat and moisture*, 1813; Wells, *essay on dew*, 1815, übers. v. Horner, 1821; Arago, *s. l. rosée, Ann.* 1818, > *Unterhalt. I*, 1837; Kämtz, *Meteorol. I*, 1831; Blackadder, *Edinb. ph. J. XXI*; van Roosbroek, *théorie de la rosée*, 1836; Muncke, n. G. Art. *Thau.*

---

131. Wässerige Niederschläge in freier Atmosphäre.

Wenn die Temperatur eines Raumes tiefer ist, als diejenige, bei welcher der vorhandene Wasserdampf den Raum sättigt, so schlägt sich der überschüssige Dampf als Dunst in feinen Wassertheilchen nieder, welche sich längere Zeit frei schwebend erhalten und die Durchsichtigkeit der Luft trüben. Diese Dunstmasse heisst Nebel, wenn ein grösserer Theil derselben den Boden berührt, Wolke, wenn sie ganz, oder grösstentheils vom Boden getrennt ist.

Die Erkältung kann verschiedene Ursachen haben. In der ruhenden Atmosphäre kann sie einfach hervorgehn aus der periodischen Entziehung der Sonnenwärme während der Nacht, oder aus der Beschattung durch Wälder und Gebirge; in der bewegten führen die Winde wärmere, dampfreiche Luft in kältere Räume, in denen sich Niederschläge bilden, oder kalte Winde fallen ein in dampferfüllte Räume. Durch Hutton zuerst ist gezeigt worden, dass wenn zwei Luftmassen, deren Temperatur über dem Sättigungspunkt des darin enthaltenen Dampfes steht, sich mischen, die Temperatur der gemischten Luft dem Sättigungspunkt des vereinigten Dampfes näher ist, als in jeder der getrennten Luftmassen, und auch unter denselben fallen, dass also durch die Mischung zweier dunstfreien Luftmassen ein Niederschlag entstehn kann, und dass ein Niederschlag erfolgen muss, wenn beide Luftmassen sich im Zustande der Sättigung befinden. Es folgt diess Gesetz noth-

wendig aus der Thatsache, dass die Tensionen des Dampfes, bei Verminderung der Temperatur, schneller abnehmen, als die entsprechenden Temp. (14), daher die Tension, welche der Mitteltemperatur zweier Luftmassen entspricht, niedriger sein muss, als das Mittel der zwei Tensionen. Wenn z. B. eine Luftmasse von 0^0 mit einer anderen von 20^0 sich mischt, so ist, bei gleicher Masse, die Temperatur der gemischten Luft 10^0. Die Tension in der ersten Luftmasse sei $2^{mm},30$, in der zweiten $8^{mm},69$, ihre relativen Dampfmengen seien also gleich 50 p. c., so ist die Tension der Mischung $5^{mm},49$ und, da die mögliche Dampfmenge bei 10^0 Temp. $9^{mm},16$ Tension hat, so ist die rel. Dampfmenge der gemischten Luft 60 p. c. und steht dem Sättigungsgrade näher, als in jeder der zwei Luftmassen. Wären die beiden Luftmassen mit Dampf gesättigt gewesen, so hätte die Tension der Mischung $\frac{4,60 + 17,39}{2}$ oder $10^{mm},99$, also $1^{mm}83$ mehr betragen, als die Temperatur von 10^0 gestattet, und eine diesem Ueberschuss entsprechende Dampfmenge hätte sich niedergeschlagen.

Die flüssigen Niederschläge in der freien Atmosphäre gestalten sich als sehr kleine hohle Kugeln oder Dunstbläschen, die starren Niederschläge als feine Eisnadeln. Man hat versucht, den Durchmesser der Dunstbläschen, theils durch directe Messung, theils aus den von ihnen erzeugten Farben, zu bestimmen. Kratzenstein setzt denselben gleich $0^{mm},0065$; de Saussure gleich $0^{mm},0059$ bis $0^{mm},0097$; Fraunhofer, nach dem Durchmesser der durch Wolken um Sonne und Mond gebildeten Höfe, gleich $0^{mm},0051$ bis $0^{mm},0306$; Kämtz, nach derselben Methode, im Mittel gleich $0^{mm},0224$, in den Sommermonaten abnehmend bis $0^{mm},014$, in den Wintermonaten zunehmend bis $0^{mm},035$. Die Dicke des Häutchens, das die Bläschen bildet, bestimmte Kratzenstein, nach freilich sehr unsicheren Voraussetzungen, indem er die von den Bläschen erzeugten Farben mit denen der Newtonschen Farbenringe verglich, zu $0^{mm},0006$. Es mag wohl diese Dicke grosse Veränderungen erleiden, und wahrscheinlich verdichten sich die Bläschen nicht selten zu vollen Kugeln und bilden so die Elemente der Regentropfen. — Den Inhalt der Bläschen liess man früher, vorzüglich um das Schweben der Wolken zu erklären, aus verdünnter Luft, oder

einem noch leichteren Fluidum bestehn, oder leer sein; es ist jedoch kaum zu bezweifeln, dass die Bläschen nur mit Wasserdampf gesättigte Luft enthalten. — Das verlängerte Schweben der Bläschen in der Luft, in der sie, als specifisch schwerer, niedersinken sollten, hat wohl denselben Grund, wie das ebenfalls lang anhaltende Schweben von Staub- und Aschentheilchen, deren specifisches Gewicht noch beträchtlich grösser ist, als das der wässerigen Hülle der Bläschen; es wirkt nämlich der Schwere der Widerstand der Luft und wohl auch die Adhäsion derselben mit der Bläschenhülle entgegen. Das Aufsteigen der Dünste in grössere Höhen ist eben desshalb kaum als ein Lostrennen der Dunstbläschen von der sie umschliessenden Luft zu betrachten, sondern es ist diese Luft selbst, die als aufsteigender Strom sie mit in die Höhe fortreisst. Ein geringeres specifisches Gewicht der aufsteigenden Luftmasse könnte herrühren von der frei gewordenen Wärme des niedergeschlagenen Dampfes, oder von der stärkeren Absorption directer oder von der Erde ausgestrahlter Sonnenwärme in der dichteren Dunstmasse. Die Annahme, dass die Temperatur im Inneren der Wolken höher sei, als ausserhalb, wird jedoch durch directe Beobachtungen nicht unterstützt. Ueberhaupt sind bei der Bildung und Entwicklung dieser Dunstmassen wohl noch andere Potenzen, als die Wärme und Schwere, thätig. Die nicht selten auffallend scharfen Grenzen der Nebel und Wolken, und der ruhige Bestand derselben bezeichnen sie als in sich abgeschlossene Massen, die wir eben so wenig als zufällige Anhäufungen von Bläschen ansehn dürfen, als es gestattet ist, flüssige oder starre Körper nur als Aggregate materieller Punkte zu betrachten. Auf ein eigenthümliches Princip deutet auch die Verschiedenheit ihrer Gestalten, und die Wiederkehr ähnlicher Gestalten unter ähnlichen meteorologischen Verhältnissen, welche es möglich macht, aus dem Ansehn der Nebel und Wolken und ihrer Lage an den Gebirgen den herrschenden Wind und die zu erwartende Witterung zu erkennen. — Im Gegensatz dieser stationären Dunstmassen erscheinen andere, in welchen nur die Dunstform der Dämpfe stationär ist, während die Dämpfe selbst sich in oft schneller Flussbewegung befinden, so wie umgekehrt in der Wellenbewegung die Form fortschreitet, die Flüssigkeit selbst aber stationär ist. Auf- oder niedersteigende

Luftströmungen können, bei der zuweilen anomalen Temperatur der über einander liegenden Luftschichten, in einer gewissen Höhe Wolken bilden, deren Stoff in grösserer oder geringerer Höhe wieder unsichtbar wird. Kalte Winde, die an einer Stelle, z. B. am Gipfel eines Berges vorüberziehn, an welchem eine starke Dampfentwicklung statt findet, verdichten diesen Dampf zu einem Nebel, der sich weiterhin wieder auflöst, der Gipfel erscheint, ungeacht des oft heftigen Windes, der die Dunstbläschen oder Eisnadeln fortreisst, von einem stationären Nebel umhüllt. Es scheinen jedoch die Gebirge noch auf anderem Wege die Dunstbildung zu befördern, daher eine ältere, durch keine haltbaren Gründe unterstützte Ansicht die Wolken und Nebel von den Gebirgen angezogen glaubte. Dass der Niederschlag eine Folge der tieferen Bodentemperatur der Gipfel sei, kann nicht angenommen werden, da hiedurch Thau- und nicht Dunstniederschläge entstehn müssten. Die Einwirkung der Gebirge und Unebenheiten ist wahrscheinlich eine rein mechanische: sie verhindern die tieferen dampferfüllten Luftschichten, dem herrschenden Wind zu folgen, und nöthigen sie, längs ihrem Abhang in Höhen aufzusteigen, wo sich Niederschläge bilden müssen. Dieser Einfluss der Gebirge auf die Verdichtung des Wasserdampfs zeigt sich in vielen bekannten Thatsachen. Gebirge sind öfters mit Nebeln bedeckt, während der übrige Himmel klar und die Luft ruhig ist. Auf den Hochebenen von Persien, in Arabien, in den Wüsten zu beiden Seiten des Nilthales ist der Regen im Flachland beinah unbekannt, in den gebirgigten Theilen aber keineswegs selten.

Die Frage, wie man sich den Wasserdampf in der Atmosphäre zu denken habe, hat die Physiker von jeher beschäftigt, eine klare Auffassung war aber unmöglich, bevor die Bestandtheile der atmosphärischen Luft und des Wassers und die Statik der Gase und Dämpfe genauer bekannt worden waren. Musschenbroek lässt mit Désaguliers die Wassertheilchen durch die Wärme *(ignis mas)* von dem übrigen Wasser abstossen und durch die Elektricität *(ignis femina)* in die höhere Atmosphäre tragen. Le Roy zuerst glaubte bewiesen zu haben, dass das Wasser mit der Luft eine chemische Verbindung eingehe, welche wie die Luft durchsichtig sei, dass also eine wasserdampfhaltende Luft als eine Auflösung von Wasser in Luft betrachtet werden müsse. Diese Ansicht wurde ziemlich allgemein und ging in den Sprachgebrauch über; auch Hamberger

trat später ihr bei, nachdem er früher eine andere Erklärung der Dampfbildung versucht hatte. De Saussure nahm an, nicht das flüssige Wasser, sondern der durch die Verbindung von Wasser mit Wärmestoff erzeugte Dampf löse sich auf in der Luft. De Luc glaubte sich berechtigt, nicht nur eine Auflösung, sondern eine Umwandlung der Wasserdämpfe in atmosphärische Luft und umgekehrt anzunehmen, und gegen die Einwürfe von Zylius fand diese Ansicht einen leidenschaftlichen Vertheidiger in Lichtenberg. — Mit den Bläschen des Wasserdunstes hatten schon Halley und Leibnitz sich beschäftigt. Um die Bestimmung ihrer Dimensionen bemühten sich vorzüglich, in älterer Zeit Kratzenstein und de Saussure, in neuerer Zeit Fraunhofer und Kämtz.

Literatur: Le Roy, *s. l'élév. et la suspens. de l'eau dans l'air*, *M. de l'Ac.*, 1751; Kratzenstein, *vom Aufsteigen der Dünste und Dämpfe*, 1744; Hamberger, *s. la cause de l'élévat. des vapeurs*, 1743; —, *elem. physices*, 1750; de Saussure, *ess. sur l'hygrom.*, 1783; de Luc, *idées sur la météorol. II*, 1787; Halley, *acc. of the evap. of water*, *Ph. Tr.*, 1694; Leibnitz, *de elevat. vaporum*, *Miscell. Berol. I*; Desaguliers, *phæn. of the rise of vapours*, *Ph. Tr.* 1729; Musschenbroeck, *introd. ad ph. nat. II*, 1762; Lampadius, *Vers. u. Beob. über Elektr. u. Wärme der Atm.* 1793; Zylius, *Prüfung der neuen Theorie des H. de Luc vom Regen*, 1795; Lichtenberg, *Vertheid. des Hygrom.*, 1800; Hutton, *the theory of rain*, *Edinb. Soc. Tr. I*, Fraunhofer, *in Schumach. astr. Abh. III*; Kämtz, *Meteorol. I*; —, *Vorles. ü. Met.*, 1840; Muncke, n. G. Art. *Dunst*, *Regen* u. *Wolke*.

132. Nebel.

Eine Umkehrung des Gegensatzes der Temperatur, welcher Niederschläge von Thau oder Reif veranlasst, erzeugt den Nebel. Ist der Boden, oder die Wasserfläche wärmer, als die angrenzende Luft, so wird der aus ihnen aufsteigende Dampf in dieser niedergeschlagen und bildet eine aus wässerigen Bläschen bestehende Dunstmasse, einen feuchten Nebel, wenn die Temperatur der Luft über 0^0 ist, eine aus meist unsichtbaren Eisnadeln bestehende, oder den Frostdampf, bei tieferen Temperaturen. Man sieht daher die Nebel am häufigsten in Niederungen, wo die kältere Luft sich ansammelt, über Meeren, See'n, Flüssen, Mooren, feuchten Gründen, oft scharf auf die Stellen beschränkt, welche den erforderlichen Dampfgehalt liefern, oder sich mehr als ihre Umgebung erwärmt haben. Er ist vorzugsweise häufig im Herbst und in den früheren Wintermonaten, wenn die Erde noch vom Sommer her erwärmt ist; er bildet sich gegen Morgen, wenn die Luft durch die nächtliche Strahlung stärker erkaltet, als der Boden,

und beginnt zuweilen schon in den späteren Abendstunden. Je feuchter die Luft ist, in welche der vom Boden aufsteigende Dampf eindringt, desto dichter ist der Nebel; daher die Dunstwolken über Vulcanen oder heissen Quellen sich sehr vergrössern, wenn feuchte, Regen drohende Winde herrschen, in trockner Luft aber zum Theil oder ganz verschwinden.

Dass der Boden, über dem sich Nebel bilden, wärmer sei, als die Luft, war schon von DE LUC bemerkt worden. H. DAVY sah, sowohl über Strömen, als auf dem Meere, niemals Nebel, wenn das Wasser kälter war, als die Luft, dagegen entstund ein dichter Nebel über der Raab in Ungarn, als das Wasser 17°,8, die Luft 16°,1 Wärme zeigte, und eben so über der Donau bei Temperaturen von 16°,7 im Wasser, und 12°,2 in der Luft. Bei Wiesbaden sah KÄMTZ in sehr feuchter Luft über einer gemähten Wiese Nebel entstehn, während die nicht gemähten frei davon blieben; das Thermometer zeigte auf jener am Boden 19°, auf dieser 17°, in der Höhe von 4′ über dem Boden 15°,4. Nach MITCHELL war süsses Wasser 10°,6 wärmer, als die Luft, wenn sich Dunst erzeugte, Salzwasser 14°,4 wärmer. In den Polarmeeren entsteht, nach SCORESBY, der Frostdampf bei einem Wärmeunterschied von 12° bis 18°. Der dichteste Frostdampf kommt vor bei starkem Wind und heftig bewegtem Meere, bei wolkenlosem Himmel und trockner Witterung, er bildet eine 80 bis 100 F. hohe, scharf abgeschnittene dicke Nebelschicht, die an das Takelwerk und alle Hervorragungen des Schiffes Rauhfrost ansetzt.

Obgleich in allen Zonen, wenn auch nicht in allen Gegenden derselben, Nebel vorkommen, zeigen sie sich doch in den gemässigten vorzüglich häufig, weil die Wärmedifferenz zwischen Tag und Nacht, Sommer und Winter in ihnen stärker, als zwischen den Tropen hervortritt, und der Dampfgehalt der Luft grösser ist, als über den Ländern der Polarzonen. Sie erscheinen auf den Meeren erst, wenn man aus der Region des directen Passates heraustritt, nehmen zu an Dichtigkeit und Frequenz, je mehr man sich den Polarmeeren nähert, oder auf diesen selbst vordringt, und sind an vielen Küsten beinah stationär; so auf dem Meere von Ochotzk und der Aleuten, an der Küste von Californien, an derjenigen von Neufundland und der Hudsonsbay, und

auf dem warmen Wasser des Golfstroms, wenn er höhere Breiten erreicht.

In Europa sind vorzüglich die nordwestlichen Küstenländer, die Niederlande, Grossbritanien und Irland und Norwegen häufigen und dichten, zuweilen mehrere Tage anhaltenden Nebeln ausgesetzt. Die Mehrzahl derselben fällt auf den Herbst und Winter, während der Sommer meist frei davon ist. Es zeigt sich ferner eine beträchtliche Zunahme in der Frequenz der Nebel mit der Annäherung zu Gebirgen, weil die mannigfaltige Bodengestaltung und Aussetzung eine grössere Ungleichheit der Temperatur erzeugt, als in Flachländern statt findet. Es vermehrt sich die Frequenz auch mit zunehmender Höhe, und, bei beträchtlicher Erhebung, scheint auch die Vertheilung im Jahre sich umgekehrt zu gestalten, so dass die Nebel in geringerer Zahl auf den Winter fallen, oder sich ziemlich gleichmässig auf das ganze Jahr vertheilen. In der auf grösseren Höhen vorherrschenden Kälte der Luft und der theilweisen starken Erhitzung des Bodens in der Sonne des Sommers, im Gegensatz mit der früh eintretenden und lange anhaltenden Schneebedeckung des Winters, liegt die Erklärung dieses abweichenden Verhältnisses nahe; zugleich auch ist vorherzusehn, dass, je nach der Lage und Aussetzung, in Gebirgen weit beträchtlichere Ungleichheiten zwischen einzelnen Stellen vorkommen müssen, als in Flachländern. Die folgende, grösstentheils aus dem Werke von Kämtz entnommene Tafel, welche die in den einzelnen Jahreszeiten und in jedem Jahre vorkommende Mittelzahl der Nebeltage enthält, lässt diese Differenzen nicht verkennen. Die Angaben über Bern und den Gr. Bernhard sind Mittelwerthe, die ersten aus zehnjährigen (1797—1806), die letzteren aus zwanzigjährigen (1820—29 u. 1835—44) Beobachtungen. Für beide ergibt sich aus den Zahlen der einzelnen Monate eine beträchtliche Zunahme der Nebel im Mai. Das Maximum der Frequenz fällt in Bern auf den September und October, das Minimum auf den Juli.

Orte.	Sommer.	Herbst.	Winter.	Frühling.	Jahr.
Moscau	3	7	4	4	18
Berlin	2	15	14	3	34
Hamburg	7	16	19	11	53
London	1	14	14	5	34
Stuttgart	2	18	13	6	39
München	4	19	18	6	47
Bern	8	30	20	8	66
Peissenberg	21	42	38	32	133
Tegernsee	28	36	36	34	134
S. Gotthard	79	70	58	71	278
S. Bernhard	19	25	21	26	91

Die Nebel stehn in enger Verbindung mit der Witterung. Aufsteigende Nebel gelten als ein Vorzeichen von Regen, fallende sollen heitere Witterung anzeigen. Im ersteren Fall ist, wie Muncke bemerkt, das Aufsteigen wohl eher eine nach der Höhe zu fortschreitende Nebelbildung, welche eine allgemeine Sättigung der Atmosphäre mit Dampf beweist; im letzteren Fall findet ein Uebergang des Dunstes in unsichtbaren Dampf von oben nach unten statt, was eine grosse Trockenheit der Atmosphäre voraussetzt. — Schwieriger ist die Erklärung dieser Verhältnisse in Gebirgen, wo in den Alpen z. B., geübte Jäger und Hirten, oft mit ziemlicher Sicherheit, aus dem Vorkommen von Nebeln an gewissen Stellen und zu bestimmten Tagesstunden, ihrer Gestalt und Farbe, auf die nahe bevorstehende Witterung schliessen. Die Lage und Gestalt der Nebel an einzelnen mehr ins Auge fallenden Gebirgen, am Niesen bei Thun, am Pilatus bei Luzern, am Feldberg im Breisgau, am Brocken im Harz, gelten daher in der umliegenden Gegend von Alters her als Wetterzeichen. Im Sommer bei anhaltend trockner Witterung sind die Gipfel meist frei bis einige Stunden nach Aufgang der Sonne, dann bedecken sie sich mit einer rasch anwachsenden, unten meist scharf und horizontal abgeschnittenen weissen Nebelschicht, die gewöhnlich bis am Abend anhält. Das Auftreten tieferer kleiner Nebel, mitten am Abhang, verkündet nahen Regen, besonders wenn die Nebelstreifen schief

stehn, oder zerrissen aussehn, und dunkler, als die obere Schicht, gefärbt sind. Nach Gewitterregen entstehn meist viele vereinzelte Nebel an Stellen, die vor dem Gewitter erwärmt worden waren, ihr Aufsteigen, auch wenn sie sich auf kurze Zeit auflösen, lässt neuen Regen erwarten. Wenn nach längeren Regen die Nebel sich in horizontale Streifen zertheilen, »sich schnüren«, so darf man auf bessere Witterung hoffen.

Die dichten, den Tag beinah zur Nacht machenden Nebel grosser Städte, wie London, Amsterdam u. a. sind wohl Gemenge der gewöhnlichen feuchten Nebel mit den Rauchtheilen der Schornsteine; übel riechende Nebel scheinen organische Stoffe zu enthalten. — Ganz verschieden vom wahren, aus Wasserdunst bestehenden feuchten Nebel ist der sogenannte trockene Nebel oder Höherauch, Heerrauch. Der gewöhnliche Heerrauch in der Schweiz bedeckt das niedere Land mit einem leichten, in der Höhe von wenigen Graden ziemlich scharf begrenzten Dunst, durch den die Sonne am Horizont roth, um Mittag matt und weiss erscheint; das Gebirge ist von Bern aus kaum oder gar nicht sichtbar, auch die näheren Hügel erscheinen mit unklaren Umrissen, die Witterung ist meist anhaltend schön und trocken, der Wind vorherrschend schwach N und NO. Von 23 innerhalb 30 Jahren in Bern aufgezeichneten Fällen kommen 10 auf den Mai, 5 auf Juni, 3 auf Juli, 5 auf August; der erste Regen zerstört meist die Erscheinung. Es scheint dieselbe von den in den tieferen Schichten der Atmosphäre schwebenden Rauch- und Staubtheilen herzurühren. Erwiesen ist diese Abstammung für den von einem brenzlichen Geruch begleiteten Heerrauch, der häufig im Mai, zuweilen auch bis Anfangs August, einen grossen Theil von Holland und Westphalen und in einzelnen Jahren selbst Süd-Deutschland und einen Theil von Frankreich überzieht, indem Finke ihn aus grosser Entfernung bis an seinen Ursprung, zu dem allgemein um jene Jahreszeit üblichen Brennen des umgegrabenen Moorbodens im nordwestlichen Hannover verfolgt hat. — Kämtz glaubt auch den Heerrauch von 1834, der von Ende Mai bis Anfangs August im grössten Theile von Deutschland, bei Basel und bis nach Orleans wahrnehmbar war, von dem Brand grosser Torfmoore und Wälder in Westphalen, Preussen, Baiern, herleiten zu können, und ist geneigt, selbst den berühmten Heerrauch von 1783 auf den durch einen vulcanischen Ausbruch verursachten Brand mehrerer Dörfer und die Verbrennung des Rasens und Torfbodens auf Irland zurückzuführen. Man bemerkte diesen Heerrauch zuerst in Copenhagen den 29. Mai, nach v. Hoff dagegen in Calabrien schon im Februar; allmählig verbreitete er sich über den grössten Theil von Europa und erreichte Mitte Juni seine grösste Dichtigkeit; den 6. Juni sah man ihn zu la Rochelle, den 23. auf dem

Gotthard und in Ungarn, den 25. in Stockholm und Moscau, am Ende des Monats in Syrien und den 1. Juli im Altai; die letzten Spuren zeigten sich in Copenhagen Ende Septembers. In der Schweiz stieg er bald über die höheren Gebirge auf, bald ragte sogar der Saleve bei Genf aus ihm empor. Gleichzeitig herrschte grosse Dürre und Windstille oder schwacher N Wind. Eine grosse Zahl von Naturforschern haben sich damals und seither um eine Erklärung dieses Phänomens bemüht: LA LANDE, BERTHOLON u. a. hielten den Dunst für elektrische Materie, COTTE lässt mineralische Sublimationen, CASTELLI Wasserdämpfe mit der Elektricität aus der Erde aufsteigen, LAPI, TOALDO, SPALLANZANI u. a. bringen diesen Heerrauch in Verbindung mit dem gleichzeitigen Erdbeben in Calabrien, HICKMANN und MUNCKE mit dem vulcanischen Ausbruch auf Island; KASTNER lässt ihn aus kosmischer Materie bestehn.

Literatur: DE LUC, *rech. s. l. modif. de l'atm., III*; —, *idées sur la météor., II*; H. DAVY, *observ. on the format. of mists*, *Ph. Tr.*, 1819; HARVEY, *J. of the R. Inst.*, 1823; —, *Edinb. ph. J. IX*; KÄMTZ, *Meteorol. I*, 1831; MUNCKE u. HORNER, n. G. Art. *Nebel* u. *Eis*. — Ueber den Heerrauch geben MUNCKE, i. c. Art. u. KÄMTZ, *Met. III*, die s. ausgedehnte Literatur; zu den wichtigsten Arbeiten gehören, FINKE, *naturh. Bemerk. über den Moordampf in Westph.*, 1820; —, *der Moorrauch in Westph.*, 1825; EGEN, *der Haarrauch*, 1836.

133. Wolken.

Es lassen sich bereits in dem ersten Auftreten der atmosphärischen Niederschläge wesentliche Unterschiede wahrnehmen. Bald beginnt die Trübung mit einem allgemein über den ganzen Himmel verbreiteten Dunst, die blaue Farbe desselben erscheint blasser, die Sonne hat nicht den gewohnten Glanz, die Trübung nimmt allmählig, aber gleichförmig zu und lässt zuletzt die Sonne nicht mehr erkennen, dann erscheinen auch deutlicher begrenzte Wolken, als Streifen oder breitere Massen, dunkler grau und sichtbar tiefer schwebend, als die allgemeine Dunsthülle und zuletzt erfolgt Regen. Bald treten, besonders am Zenithalhimmel, gleichzeitig eine grosse Menge kleiner, rundlicher Wölkchen auf, die sich allmählig vergrössern und am Ende zu einer ausgedehnten Wolkenschicht vereinigen. Bald entsteht die Trübung am Horizont, erst kaum merkbar, dann sich verdichtend und wie ein ferner Gebirgsrücken erscheinend, nach und nach höher ansteigend, als eine dunkle gleichförmige Wolkenwand. Bald zeigt sich in der Nähe des Horizonts ein einzelner Wolkenstreif, der Tage lang anhält, sich ver-

grössert, oder zusammenzieht, und oft wieder verschwindet. Bald sind es grosse rundliche Massen, theils vom Horizont aufsteigend, theils frei schwebend, weiss, scharf begrenzt und längere Zeit bei sonst hellem Himmel stationär, oder dunkelgrau, sich immer höher aufthürmend, Regen und Gewitter bringend. — Ueberzeugt, dass die Ungleichheit der Wolkenformen auf einer wesentlich abweichenden Entstehungsweise beruhe und in enger Beziehung zu der gesammten gleichzeitigen Beschaffenheit der Atmosphäre stehe, hat L. Howard diese verschiedenen Gestalten durch eigene Namen bezeichnet, die ziemlich allgemein angenommen worden sind. Er unterscheidet zunächst drei Grundformen: den Cirrus, oder die Federwolke, zarte Fäden, als parallele oder divergirende Fasern, oder verworrene Streifen, oder herabhängende Locken; es gehören zu ihnen die sogenannten Windbäume, Fasern und Aeste, die nach einer dem Wind zugekehrten Spitze convergiren; den Cumulus, oder die Haufenwolke, convexe, halbkugelförmige Haufen über einer horizontalen Grundlinie; den Stratus, oder die Schichtwolke, eine oben und unten horizontal begrenzte Wolkenschicht. Als Uebergangsformen zwischen diesen drei Grundtypen werden bezeichnet: der Cirrocumulus, die federige Haufenwolke, kleine runde, scharf begrenzte, in horizontalen Reihen geordnete Wolken, gewöhnlich Schäfchen genannt; der Cirrostratus, die federige Schichtwolke, horizontale, aus zartfaserigen Wölkchen bestehende Schichten, im Zenith ebenfalls als Schäfchen erscheinend, am Horizont als zusammenhängende Schichtwolke von sehr geringer Breite; der Cumulostratus, die gethürmte Haufenwolke, Anhäufung dunkler Haufenwolken, die am Horizont wie auf einander gethürmte Gebirge aussehn. Die grösste Verdichtung erzeugt endlich den Nimbus, die Regenwolke, als Grenzgestalt aller anderen Typen auch als Cirrocumulo-stratus bezeichnet, eine dunkle weit ausgebreitete horizontale Wolkenmasse, mit fasriger, oder verwaschener Begrenzung und theilweise aus dicht mit einander verwachsenen Haufenwolken bestehend.

Die Höhe dieser Wolkenarten ist sehr ungleich und, je nach der Temperatur und dem herrschenden Winde veränderlich. Dieselbe Wolkenart scheint in niederen Breiten und, über derselben

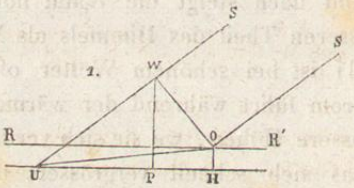
Stelle, zur Zeit der grössten Tageswärme und im Sommer, höher zu schweben, als in mittleren und hohen Breiten, am früheren Morgen und im Winter. Die mittlere Wolkenregion, d. h. der Theil der Atmosphäre, worin diese Dunstmassen am häufigsten auftreten, hat demnach die Gestalt einer die Erde umschliessenden Schale von stärkerer Abplattung als das feste Erdsphäroid. Nach den vorhandenen, wenig sicheren Bestimmungen sind die Cirri die höchsten Wolken; auf den grössten Höhen, die man erreicht hat, sah man noch Wolkenstreifen oder fasrige Wölkchen hoch über sich. Kämtz schätzt ihre mittlere Höhe in unseren Breiten im Sommer auf 20000 F.; indess befand sich Gay-Lussac in der Höhe von 21600 F. noch tief unter den höchsten Wolken; Pouillet, durch eine directe Messung, fand die Höhe eines Wolkenstreifens gleich 36000 F. Auch die Höhe der Cumuli ist sehr verschieden, und oft schweben mehrere gleichzeitig in Höhen, die um mehrere tausend Fuss unter sich abweichen. Nach mehreren Messungen schätzt Kämtz ihre Höhe in den wärmeren Tagesstunden unserer Breiten auf 3000 bis 10000 F. Zahlreiche Messungen in den Pyrenäen durch Peytier und Hossard gaben für die untere Fläche der Wolken als Minimum der Höhe 1300 F., als Maximum 7600 F., für die obere Fläche als Maximum 9000 F. Auf der Reise von Dupetit-Thouars fand man über den beiden Weltmeeren die Höhe der Wolken zwischen 2800 F. und 4300 F. Die Höhe von Gewitterwolken fand Kämtz gleich 1500 bis 5000 F.; Arago schätzt sie bei Paris, nach Bestimmungen von de l'Isle, auf 3000 F. bis 25000 F., und für diese grosse Höhe zeugt auch die Thatsache, dass man Gewitter auf den höchsten Gipfeln (Col du Géant, C. du M. Cervin, Pichincha) erfahren, oder die Felsen durch den Blitz verglast gesehn hat (Montblanc, Mont-Perdu, Gipfel v. Toluca). Nach Le Gentil schwankt die Höhe der Gewitterwolken in der tropischen Zone zwischen 2700 und 10000 F., übersteigt jedoch nur selten die untere angegebene Grenze. Chappe dagegen setzt für Tobolsk diese Grenzen auf 600 bis 3000 F. Der Stratus erscheint in allen Höhen und schliesst sich an die Nebelschichten an, die unmittelbar auf dem Boden liegen.

Nach anhaltend heller Witterung ist meist der Cirrus die erste Wolkenart, die bestimmter hervortritt, ohne dass desshalb

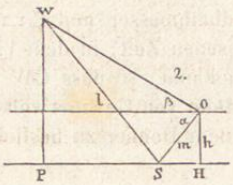
sogleich eine Aenderung des Wetters erfolgen müsste. Sein Erscheinen deutet auf das Einfallen von Wind. Aus der grossen Höhe desselben folgt, dass er in der Mehrzahl der Fälle aus Eisnadeln, d. h. aus Schnee besteht, dass ferner seine Streifen oft die Länge mehrerer Meilen haben müssen. Gewöhnlich ist mit seiner Erscheinung bereits ein etwas blasseres Aussehn des Himmels verbunden, d. h. der Niederschlag ist allgemein, wird aber in den Federwolken wegen grösserer Dichtigkeit besonders auffallend. — Der Uebergang des Cirrus in die Schäfchenform vergleicht Brandes mit einem Gerinnen, Howard mit dem Aufthauen der Eisblumen an Fenstern; es scheint dabei ein tieferes Niedersinken des Niederschlages statt zu finden, wobei häufig der Schnee in feine Tröpfchen übergehn muss. Den Cirrocumulus hält man für einen Vorboten warmen, schönen Wetters, indem häufig die Wolken sich wieder auflösen. Der Cirrostratus ist von einem stärkeren Hervortreten des allgemeinen Niederschlages begleitet, »es hilbet,« der Himmel erscheint »milchig,« es zeigen sich Höfe um Sonne und Mond, in der tieferen Atmosphäre bilden sich Cumuli, und gewöhnlich folgt Regen. In unseren Gegenden erscheint der Cirrostratus als eine Wolkenbank am westlichen Horizont, wenn SW Winde in der höheren und bald auch in der tieferen Atmosphäre den NO zu verdrängen anfangen; nach und nach steigt die Wand höher und verbreitet sich über den grösseren Theil des Himmels als Nimbus. Das Auftreten der Cumuli ist bei schönem Wetter oft periodisch; der aufsteigende Luftstrom führt während der wärmeren Tagesstunden die Dämpfe in grössere Höhen, wo sie sich verdichten; es entsteht ein Wölkchen, das sich schnell vergrössert und nach oben zu bauchigen Gestalten anschwillt; gegen Abend sinken diese Wolken wieder in die untere, wärmere Atmosphäre und verschwinden. Herrscht aber zugleich allgemeinere Feuchtigkeit in der Atmosphäre, so vergrössert sich der Cumulus gegen Abend, sein Rand ist weniger scharf, oder fasrig und zerrissen, er verbindet sich in der Höhe mit federigen Schichtwolken, die oft von einem anderen Winde, als dem der Cumulus folgt, bewegt erscheinen, oder er geht schnell über in den Cumulostratus und es erfolgt ein Gewitter oder Regen. — Der Stratus entsteht in der freien Atmosphäre, wie der Nebel über dem Boden. In der wärmeren Jahres-

zeit lässt sein Hervortreten auf eine allgemeiner verbreitete Feuchtigkeit, oder auf das schnelle Eintreten eines kalten Windes schliessen. Im ersteren Fall folgt anhaltender Regen, im letzteren können vorübergehende Regenschauer vorkommen, aber die Wolkenschicht zerreisst bald wieder, »die Wolken brechen«, und der Himmel klärt sich auf. Im Herbst und Winter wird ein ausgedehnter Stratus oft hervorgerufen durch die niedrige Temperatur und den niedrigen Sättigungsgrad der Luft; er bedeckt das Land oft mehrere Tage durch mit einer grauen Wolkenschicht, aus welcher hohe Gipfel hervorragen, ohne dass Regen oder Schnee zu fürchten ist, und wird schwächer, oder verschwindet um Mittag, um Abends wiederzukehren.

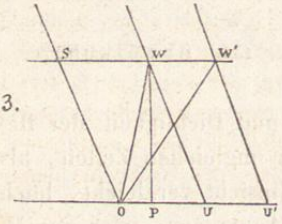
Das Problem, die Höhe einer Wolke zu finden, hat vielfache Lösungen gefunden. Riccioli und Varenius empfehlen die Messung einer Basis und der Winkel, welche zwei von einem Punkt der Wolke nach ihren Endpunkten gezogene Linien mit derselben bilden. Mit einigen Abänderungen folgen auch Kämtz und Pouillet dieser Methode. Der erstere vermeidet den Gebrauch eines zweiten Beobachters, indem er selbst sich nach dem anderen Endpunkte der Basis begibt und der inzwischen erfolgten Veränderung in der Lage der Wolke Rechnung trägt. — Arago lehrt



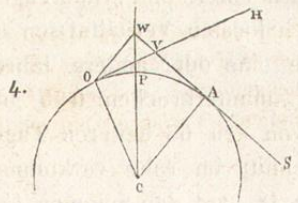
die Höhe WP einer Wolke von einem Schiffe aus bestimmen, indem die Verticale OH vom Mastkorbe zur Seefläche als Basis dient; man misst den Höhenwinkel der Wolke WOR, die sich mit der Sonne im nämlichen Verticalkreis befinden muss, die Sonnenhöhe SOR′ = WUH und die Depression ROU des Schattens der Wolke im Meere; so ergibt sich OU aus dem Dreieck OUH, ferner WU aus dem Dreieck WUO, worin OU und die anliegenden Winkel bekannt sind, und aus WU und dem Winkel WUH die Höhe WP. — Ein ähnliches Verfahren hat neulich Whewell angege-



ben: von einem über einem See PS erhöhten Punkte O misst man den Höhenwinkel β der Wolke und den Depressionswinkel α ihres Spiegelbildes, so ist der Winkel $OWS = \alpha - \beta$, weil $OSH = WSP = \alpha$, daher ist $\frac{l}{m} = \frac{\sin(\alpha+\beta)}{\sin(\alpha-\beta)}$, und da $m = \frac{h}{\sin\alpha}$, so ergibt sich leicht $WP = l \sin\alpha = h \cdot \frac{\sin(\alpha+\beta)}{\sin(\alpha-\beta)}$. — Lambert nimmt an, eine Wolke bewege sich horizontal von



W nach W', so lässt sich $WW = UU'$ finden, indem man den vom Schatten der Wolke durchlaufenen Weg UU' misst; kennt man ferner durch Messung die Winkel SOU, WOU, W'OU, so lässt sich im Dreieck OWW' die Seite OW und aus dieser die Höhe WP bestimmen. — Wrede berechnet die gesuchte Höhe aus dem Durchmesser des von der Wolke geworfenen Schattens und aus dem scheinbaren Durchmesser der Wolke. — Jacob Bernoulli empfiehlt ein ähnliches Verfahren, wie das häufig zur Bestimmung der Höhe der Atmosphäre durch die Grenze der Dämmerung angewandte (I, 59): es sei W der von der untergegangenen Sonne S be-



leuchtete Punkt einer Wolke und HOW durch Messung bekannt, so kennt man CO und CA als Erdhalbmesser und C = HVS aus der seit dem Untergang der Sonne verflossenen Zeit; in dem Viereck OCAW sind also zwei Seiten und alle Winkel bekannt, so dass CW und aus diesem WP gefunden werden kann. – Die Höhe von Gewitterwolken hat man oft aus der Zeit zwischen dem Blitz und dem Donner zu bestimmen gesucht.

Literatur: L. Howard, *on the modif. of clouds*, *Ph. Mag. XVI*, *XVII*, > *Gilb. Ann. XXI*, 1805; —, *Climate of London*, *II*, 1832; Forster, *res. on atm. phenom.*, übers. 1819; Brandes, *Beitr. zur Witterungsk.*, 1820; Müller, *über How. NG. der Wolken*, *Gilb. Ann. LV*; Schübler, *Meteorol.* 1831; Kämtz, *Lehrb. der Meteorol.*, *I*, 1831; Muncke, u. G. Art. *Wolke.* — Ueber Höhenbestimmung der Wolken: Riccioli, *Almagest. nov.* 1651; Jac. Bernoulli, *Acta Erud.* 1688; —, *opera I*, 1744; Lambert, *s. l. hauteur et la vitesse des nuées*, *Mém. de Berl.*, 1773; Wrede, *Messung der Höhe der W.*, *Poggd. VII*; Arago, *v. Donner*, *Ber. über die Reise der Venus*, *Unterh. IV*, *V*, 1841; Pouillet, *über Höhe der Wolken*, *Compt. rend. XI*, > *Poggd. LII*, 1841; Whewell, *haut. des nuages*, *l'Inst.* 1846, *Dec.*

134. Bewölkung.

Die Ausdehnung und Dichtigkeit der Bewölkung ist, sowohl an derselben Stelle zu ungleichen Zeiten, als wenn man einzelne Gegenden in dieser Hinsicht vergleicht, höchst verschieden. Der immer klare Himmel Aegyptens, oder der Wüsten- und Steppenländer in Afrika und Asien, steht in grellem Gegensatz zu der fast ununterbrochenen Trübung in vielen Gegenden der Calmenregion, wie am Rio Negro (v. Humb.), oder an der Grenze der Passate, wie in Aracan (Ritter), oder in der gemässigten Zone, wie auf Chiloe (Darwin), und in mehreren Gegenden von England und Irland. In den Monsun- und anderen tropischen Ländern, auch in den Umgebungen des Mittelmeeres, herrscht regelmässig während mehreren Monaten ein beständig heiterer Himmel, im übrigen Theil des Jahres zuweilen anhaltende Bewölkung. In dem grösseren Theil der gemässigten Zone vertheilen sich heitere und trübe Tage auf das ganze Jahr, und, obgleich je nach localen Verhältnissen ein Uebergewicht bewölkter Tage auf die eine oder andere Jahreszeit fällt, so lässt sich doch keine als ununterbrochen trüb oder hell betrachten. So fallen in Bern von den 65 heiteren Tagen, die nach einem zehnjährigen Durchschnitt im Jahr vorkommen, auf den Winter 15, auf den Frühling 18, auf den Sommer 14, auf den Herbst 18.

In allen Zonen steht die Bewölkung, wie die hygrometrischen Zustände überhaupt, in enger Verbindung mit den Winden. Für Karlsruhe hat Eisenlohr dieses Verhältniss genauer bestimmt. Die Tagbücher daselbst unterscheiden zwischen ganz hellem Himmel, $\frac{1}{4}$ Bewölkung, $\frac{2}{4}$, $\frac{3}{4}$ und $\frac{4}{4}$ oder ganzer Bewölkung. Sind nun z. B. von 100 Beobachtungen 10 mit 0 Bewölkung, 16 mit $\frac{1}{4}$, 24 mit $\frac{2}{4}$, 28 mit $\frac{3}{4}$ und 22 mit ganzer Bewölkung verzeichnet, so gibt die Summe dieser Producte durch 100 dividirt, als mittlere Bewölkung, die Zahl 0,31, oder 31 p.c., nicht ganz $\frac{1}{3}$ des Himmels. Auf diese Weise ergibt sich für Karlsruhe die mittlere Bewölkung bei den verschiedenen Winden, oder die nephische Windrose, wenn man den ganzen sichtbaren Himmel gleich 100 setzt:

	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW	Mtl.
Winter	67	57	56	69	80	82	79	78	72
Frühling	58	37	33	47	64	70	65	64	56
Sommer	49	30	29	45	57	63	59	52	52
Herbst	61	43	41	48	67	72	69	68	61
Jahr	58	43	41	51	67	72	67	63	60

Die Bewölkung ist daher im südwestlichen Deutschland im Mittel am geringsten im Sommer, am grössten im Winter, während in Bern das Minimum auf die beiden Zwischenjahreszeiten fällt. Wenn man indess für Karlsruhe nur die Häufigkeit des wolkenfreien Himmels berücksichtigt, so stimmen die Verhältnisse besser überein, die wolkenfreien Tage sind am häufigsten im Frühling, dann folgt der Herbst, hierauf der Sommer und zuletzt der Winter. In allen Jahreszeiten fällt das Maximum der Bewölkung auf den SW Wind, das Minimum auf den O Wind. Vergleicht man die Bewölkung bei den einzelnen Winden mit der Temperatur dieser Winde in Karlsruhe, so zeigt sich, dass das Maximum der Bewölkung erst eintritt, wenn das Thermometer, nachdem es seinen höchsten Stand erreicht hat, wieder sinkt, d. h. wenn der Wind aus S in SW übergeht, und dass umgekehrt das Minimum

der Bewölkung sich erst zeigt, wenn die Temperatur, nachdem sie bei NO Wind ihren tiefsten Stand erreicht hatte, wieder steigt.

Schouw hat für Kopenhagen drei Grade der Bewölkung unterschieden, 1. ganz hell, oder wenig bewölkt, 2. theilweise, von $\frac{1}{4}$ bis $\frac{3}{4}$, bewölkt, 3. ganz bedeckt. Unter der Voraussetzung, dass jeder Wind gleich oft geweht habe und jeder Grad der Bewölkung 100 mal vorgekommen sei, hat er folgende Werthe erhalten, wo z. B. 37 unter N bedeutet, dass von 100 Fällen heiteren Himmels 37 mit N verbunden gewesen seien:

	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
Heller Himmel	37	31	25	14	13	7	6	22
Zum Theil bewölkt	39	41	38	47	47	51	54	61
Ganz bedeckt	24	28	37	39	40	42	40	17

N, NO und O sind daher ungefähr jedes 3te mal mit heiterem Himmel verbunden, SW und W nur jedes 16te mal; dagegen ist der Himmel bei SW und W jedes 2te mal bewölkt und es tritt bei diesen Winden beinah 2 mal so oft gänzliche Bedeckung ein, als bei N Wind,

Literatur: Eisenlohr, *Unters. über den Einfluss des Windes*, 1837; Schouw, *Klimatologie*, 1827.

[135. Regen und Schnee.

Ein dichterer Niederschlag des Wasserdampfs in der Atmosphäre erzeugt, wenn die Temperatur über Null ist, Regen, bei niedrigen Wärmegraden Schnee. Die Farbe der Nebel und Wolken wird dunkler, die Bläschen verdichten sich zu Tropfen, die Eisnadeln werden zu sternförmigen, strahligen und fasrigen Aggregaten und Flocken gruppirt, und diese schwereren Körper vermögen sich nicht mehr schwebend zu erhalten und fallen zur Erde. Der in der oberen Atmosphäre sich als Schnee bildende Niederschlag geht oft in der tieferen durch Schmelzung in Regen über,

daher nicht selten im Frühjahr auf den Hügeln, im Sommer auf den höheren Gebirgen Schnee fällt, während es gleichzeitig in den Niederungen regnet. Bei anomalen Temperaturzuständen können auch fallende Regentropfen in tieferen kalten Luftschichten gefrieren und als durchsichtige Eiskügelchen den Boden erreichen. — Gewöhnlich fällt der Regen oder Schnee aus Wolken, und in der Regel bemerkt man zwei Schichten getrennter, oder allgemein verbreiteter Wolken in ungleichen Höhen, Cirrostrati oder einen weisslichen Himmel in grösserer Höhe, und unter demselben dunklere und grössere Cirrostrati, die sich bald zur eigentlichen Regenwolke ausbilden. Es deuten diese Wolkenschichten auf die zwei verschiedenen Winde, durch deren Mischung, nach Hutton (423), atmosphärische Niederschläge entstehn. Der länger anhaltende Regen wird unterhalten durch das stets erneuerte Zuströmen dampfreicher Luftschichten. Es regnet jedoch zuweilen auch längere Zeit aus derselben Wolke, meist intermittirend, wohl in Folge des durch die frei gewordene Wärme unterbrochenen Niederschlages. Man befindet sich nicht selten auf Gebirgen in Nebeln, die nach und nach dichter und dunkler werden, dann erfolgt ein starker Regenguss, der Nebel wird leichter und zerreisst vielleicht an einzelnen Stellen, dann folgt neue Verdunklung, und derselbe Process wiederholt sich öfters während mehreren Stunden. Seltener fällt Regen oder Schnee, ohne sichtbare Wolkenbildung, von ganz heiterem Himmel. Die Erscheinung findet statt bei sehr ruhiger Atmosphäre und deutet auf grosse Ungleichheit und schnellen Uebergang in der Temperatur der sich mengenden Luftschichten. In höheren und mittleren Breiten ist der Fall von Schneeblättchen, oder Eisnadeln, die den Boden wie mit Haarfrost bedecken, an kalten Wintertagen bei vollkommen blauem Himmel nicht ungewöhnlich; zu Port Bowen, wo Parry diese Erscheinung häufig beobachtete, lag dieser Staubschnee zuweilen mehrere Zoll hoch auf dem Boden. Es entsteht dieser Staubschnee bei grosser Kälte auch in warmen dampfreichen Zimmern, wenn plötzlich kalte Luft in dieselben eindringt. Ein zwei Minuten anhaltender Regen ohne Wolken ist im August von Wartmann in Genf, ein zehn Minuten anhaltender von de Neveu in Constantine beobachtet worden. Zwischen den Tropen hat v. Humbolt tief im Festlande

bei ganz hellem Himmel Regen in auffallend grossen, aber nicht sehr dicht fallenden Tropfen gesehn, Beechey auf offener See. — Die Grösse der Regentropfen und Schneeflocken ist bei tiefen Temperaturen, die keinen beträchtlichen Dampfgehalt gestatten, weit geringer, als bei warmer Witterung, im Winter also und in höheren Breiten kleiner, als im Sommer und zwischen den Tropen. Daher die Unterscheidung zwischen Staubregen, die, bei fast unmessbar kleiner Grösse der Tropfen als ein netzender Nebel erscheinen und zum Theil aus demselben hervorgehn, und Platzregen, deren Tropfen in mittleren Breiten die Grösse von Erbsen oder kleinen Nüssen, in der heissen Zone aber zuweilen den Durchmesser eines Zolles erreichen sollen. Dichte Platzregen werden auch wohl Wolkenbrüche genannt. — Die Menge des während eines einzelnen Regens oder Schneefalls, oder auch während längeren Zeiträumen in einem Udometer gesammelten Wassers ist an demselben Orte ungleich, je nachdem sich der Regenmesser in grösserer oder geringerer Höhe befindet und nimmt in der Regel mit zunehmender Entfernung vom Boden ab. Es vermehrt sich also die Dichtigkeit des Regens, während des Falls, durch den Niederschlag des in den unteren Schichten enthaltenen Wasserdampfs auf die kalten Tropfen und Flocken. So fand man für die Regenmenge in dem unteren Udometer, wenn die in dem oberen durch 1 ausgedrückt wird, nach mehrjährigen Beobachtungen, folgende Grössen:

Orte.	Höhendiff.	Regen.
Kopenhagen	120′	1,27
York	199	1,72
London	70	1,29
Penzance	42	1,51
Paris	86	1,13

Dass die Regentropfen während des Falls an Grösse zunehmen, folgt, nach Arago, auch aus den Erscheinungen des Regenbogens.

Der Unterschied ist beträchtlich grösser im Winter, als im Sommer, in York im Verhältniss von 11 : 9, in Manchester von

4 : 3, in Paris von 9 : 8; er nimmt ferner ab mit zunehmender Entfernung von der feuchten europäischen Westküste, ist grösser in nördlichen, als in südlichen Gegenden und wird bereits in Italien fast unmerklich. Es kann auch wohl eintreten, dass die in der Tiefe aufgefasste Regenmenge geringer ist, als die in der Höhe gesammelte, wenn der Regen durch trockene Luftschichten fällt, in welchen die Tropfen zum Theil wieder in Dampf übergehn.

Die Ausdehnung der Regen- und Schneefälle ist, wie die der Bewölkung, sehr ungleich, und wächst von beschränkten Strichregen, die aus einer kleineren vom Winde getriebenen Wolke auf einen schmalen Bezirk fallen und schnell vorübergehn, bis zu allgemeinen Landregen, die oft gleichzeitig grössere Theile eines Continents treffen und mehrere Tage, in einigen Gegenden sogar Monate lang anhalten. — Eben so verschieden ist die Menge des während eines einzelnen Regens von dem Udometer gesammelten Wassers. Der starke Dampfgehalt der tropischen Atmosphäre gibt auch hierin den niederen Breiten ein grosses Uebergewicht gegen die gemässigten und kalten Zonen. Während im mittleren Europa die Höhe der jährlich fallenden Regenmenge zwischen 20 und 40 Zollen schwankt, fielen zu Cayenne im Februar 1820 innerhalb zehn Stunden 10,25 Zoll und vom 1. bis zum 24. Febr. 12 Fuss, 7 Zoll Regen. Zu Sattara südlich von Puna im Dekan steigt die während einer einzigen Moussonzeit fallende Regenmenge auf 23,6 Fuss. Sehr starke Regen kommen aber in einzelnen Fällen auch in der gemässigten Zone vor. Den 21. Sept. 1838 fielen in Marseille in 25 Minuten während eines Gewitters 1,5 Zoll Regen, in Genf den 20. Mai 1827 während 3 Stunden 6 Zoll; auch in den Küstenstrichen von Cumberland und Westmoreland fallen zuweilen in einem einzigen Tag 10 Zoll Regen. Zu Joyeuse (*Ardèche*) stieg aber den 9. October 1827 der in 22 Stunden gefallene Regen auf 29 Zoll, 3 Linien, bei Genua, den 25. Oct. 1822 auf 30 Zoll.

Die jährlich fallende Regenmenge ist an demselben Orte in verschiedenen Jahren sehr ungleich. In Bombay beträgt die mittlere Regenmenge 79″; es fielen aber 1824 nur 31″,2, dagegen 1828 113″,6. In Mailand, wo nach dem Mittel von 80 Jahren, jährlich 36″,31 Regen fallen, kamen als Extreme 58″,96 (1814)

und 24″,71 (1817) vor; in Tolmezzo, wo das Mittel von 25 Jahren auf 90″ steigt, 151″,4 und 56″,8. In Genf schwankt das Mittel 31″,20 in einem 35jährigen Durchschnitt zwischen 15″15 (1822) und 44″,82 (1799). In Kopenhagen wurde innerhalb 45 Jahren als Maximum 28″,78, als Minimum 11″,98 gefunden, während das Mittel 20″,29 ist. Aehnliche Differenzen kommen überall vor, und es können daher nur die Mittel aus einer beträchtlich langen Reihe von Jahren constant sein. In Paris schwanken die zehnjährigen Mittel noch zwischen 13″,2 und 19″,7. In dem Zeitraum von 1719 bis 1783 zeigte sich daselbst in den zehnjährigen Mitteln eine stete Zunahme, die seither aufgehört hat, oder eher wieder rückgängig geworden ist. Eine stete Zunahme von 31″,1 bis 37″,4 folgerte Flaugergues aus den Beobachtungen zu Viviers von 1778 bis 1817. Theilt man für Mailand den Zeitraum von 1764 bis 1843 in zwei Hälften, jede von 40 Jahren, so ist das Mittel aus der ersten Hälfte 34″,50, aus der zweiten 38″,12. Für Genf erhielt Gautier aus einem 60jährigen Durchschnitt 30″,51. Plantamour für die letzten 20 Jahre 31″,20, für die letzten 11 Jahre 32″,98; die Vermehrung ist vorzüglich eine Folge der immer mehr vorherrschenden Herbstregen. Eine Zunahme von 16″,9 auf 19″,0 ergibt sich auch, nach Schouw, für Lund, wenn man eine ältere Periode von 29 Jahren mit einer späteren gleich langen (1753 bis 1811) zusammenstellt. Dagegen zeigt sich für Marseille von 1772 bis 1820 eine Abnahme von 21″,8 bis 13″,7. Für Kopenhagen erhält man, nach Schouw, aus der Periode 1769—1789 als Mittel 16″,1, von 1790 bis 1815 aber 15″,7. Für Stockholm gibt eine erste Periode von 18 Jahren 19″,5, eine zweite 15″,6; für Abo eine erste Periode von 24 Jahren 20″,9, eine zweite 19″,7. — Es lässt sich demnach aus diesen Thatsachen keineswegs noch auf eine allgemeine Abnahme oder Zunahme des Regens für ganz Europa, oder einzelne Länder schliessen; sie scheinen vielmehr zu beweisen, dass selbst 40jährige Mittel noch nicht als constant betrachtet werden dürfen.

Das Regen- und Schneewasser ist, da es von einem natürlichen Destillationsprocess herrührt, wenn es mit Vorsicht aufgefasst wird, chemisch rein. Gewitterregen enthalten zuweilen schwache Spuren von salpetersaurem Ammoniak, oder salpetersaurer Kalkerde (Liebig); häufiger kom-

men, selbst in grösserer Entfernung vom Meere, Spuren von salzsauren Salzen vor (Zimmermann, Brandes). Das nach längerer Trockenheit zuerst fallende Wasser ist öfters verunreinigt durch den in der Atmosphäre schwebenden Staub. Das Fallen roth gefärbter, sogenannter Blutregen beruht entweder auf Täuschung, indem die rothen Tropfen und Flecke, von organischen Substanzen herrührend, Absonderungen von Schmetterlingen, kleine Insecten, Infusorien, Oscillatorien, mehrere Pilzarten, nicht mit dem Regen niedersinken, oder die färbende organische Substanz war in der unteren Atmosphäre schwebend gewesen. Rother Schnee erzeugt sich auf seit längerer Zeit gefallenen Schneeflächen, in den Polargegenden, auf den Alpen, auf dem Aetna, durch die Beimengung mikroskopischer Algen (*Protoccocus* oder *Hæmatococcus nivalis Ag.*, früher als ein Pilz, *Uredo nivalis Bauer*, betrachtet) und Infusorien. Fallender rother Schnee ist jedoch auch bei Idria, Arezzo, in Flandern u. a. Gegenden gesehn worden; die Analyse des Schneewassers liess in diesen Fällen meist eine Beimengung organischer Stoffe, in Flandern von Kobalt erkennen. Gelb gefärbte Regen oder Schwefelregen entstehn durch Beimengung von Blüthenstaub, der je nach der Jahreszeit und Gegend von verschiedenen Pflanzen (*Lycopodium clavatum*, *Erlen*, *Haselnussstrauch*, *Fichte etc.*) herrührt. Die starken Regen nach vulcanischen Ausbrüchen führen mineralische Theile mit und bilden Schlammregen; eben so die Regen bei Waldbränden, oder in Gegenden, wo Hüttenwerke und Steinkohlenfeuer vielen Rauch erzeugen; oder in der Nähe von Sandwüsten, über dürren Steppen und staubigten Feldern. In mehreren Fällen hat man für die mit Regen gefallenen unorganischen Substanzen nicht mit Sicherheit den Stammort anzugeben vermocht. In einzelnen Fällen mögen auch lose Pflanzentheile, Früchte, kleine Thiere von Winden in die Höhe gerissen werden, und mit dem Regen niederfallen, oft aber hat man die vom Wind hergetragenen Substanzen, oder die nach dem Regen hervorgekrochenen Thiere für mit dem Regen gefallen angesehn.

Literatur: Gasparin, *des climats europ. par rapp. aux pluies*, *Bibl. univ. XXXVIII*, 1828; Kämtz, *Meteorol. I* u. *III*; Muncke, n. G. Art. *Regen* u. *Schnee*; Schouw, *Climat d'Italie*, 1839.

136. Einfluss der Breite auf Regen und Schnee.

Es ist vorherzusehn, dass die jährlich fallende Regenmenge mit der Mitteltemperatur steigen und fallen werde, da mit dieser auch der mögliche Dampfgehalt zu- und abnimmt. Damit jedoch dieser mögliche Dampfgehalt ein wirklicher werde, muss die Erdfläche Wasser und Feuchtigkeit darbieten; damit der Dampf sich niederschlage, müssen grössere Wechsel der Temperatur statt finden; beide Bedingungen sind häufig nicht erfüllt, und das Gesetz

lässt sich daher nur in Mittelzahlen und, bei der geringen Menge einzelner Bestimmungen in niederen und hohen Breiten, nur unvollkommen erkennen. Nach den von Muncke und Schouw mitgetheilten und neueren Angaben erhält man für die verschiedenen Breiten folgende Werthe für die Höhe der jährlich fallenden Regenmenge, in französischen Zollen:

Breite.	Regen.	Maximum.	Ort.	Minimum.	Ort.
0°— 10°	90,1	259″,8	Maranhao	0″,0	Küste v. Peru
10 — 20	100,3	283,2	Sattara	7,5	Cumana
20 - 30	55,9	85,9	Cuba	0,0	Sahara
30 — 40	32,7	44,0	bei Philadelph.	0,0	Iran
40 — 50	31,7	127,2	Coimbra	0,0	Gobi (?)
50 — 60	27,3	142,5	Borrowdale	12,6	Erfurt

Von höheren Breiten sind nur wenige Messungen vorhanden. Das Mittel von Abo und Petersburg, die unter dem 60. Breitengrad liegen, ist 21″,6, und kann als die Normalhöhe dieser Breiten gelten; Stockholm, das nur unbedeutend südlicher liegt, hat 19″,3, Bergen dagegen 77″,6. — Andersen hat die jährliche Regenmenge unter verschiedenen Breiten theoretisch aus der Temperatur und dem davon abhangenden Dampfgehalt herzuleiten gesucht und folgende Werthe erhalten:

Breite.	Regen.	Breite.	Regen.	Breite.	Regen.	Breite.	Regen.
0°	68″,7	25°	49″,8	50°	23″,8	75°	12″,3
5	67,0	30	43,9	55	20,4	80	11,5
10	64,5	35	38,0	60	17,5	85	11,0
15	60,5	40	32,8	65	15,3	90	10,8
20	55,5	45	28,0	70	13,6		

Es stimmen dieselben mit den vorigen, empirischen gut genug überein, wenn man bedenkt, dass bei jenen nur Orte, an welchen Regen fällt, die regenlosen aber nicht in Rechnung gezogen worden sind.

Während die jährlich fallende Regenmenge mit steigender Breite abnimmt, zeigt sich dagegen, in Europa wenigstens, eine Zunahme der Regentage, die Regen sind im südlichen Europa seltener, aber stärker, im nördlichen häufiger aber schwächer. Es ist nämlich, nach Schouw, die mittlere Anzahl der jährlichen Regentage in

Süd-Italien	71
Lombardie	88
Ungarische Ebene	112
Nordfrankreich und Belgien	152
Deutsche Ebene	154
Holland	170

Ein wichtiger Einfluss der Breite äussert sich in der Vertheilung der Regen auf die verschiedenen Jahreszeiten. In einer Zone, die sich zu beiden Seiten des Aequators bis zum 15^0 oder 20^0 der Breite erstreckt, entstehn die Regen durch den Niederschlag der Dämpfe, welche der aufsteigende Luftstrom in die höhere Atmosphäre führt, und sie beschränken sich auf die Jahreszeit, in welcher die Sonne im Zenith, oder in der Nähe desselben culminirt, und, sowohl der Verdampfung, als jenem Luftstrom die grösste Intensität verleiht. In dieser Zone der Sommerregen zerfällt das Jahr in eine trockene und eine nasse Jahreszeit. Da die Sonne zwischen den Tropen zweimal im Jahr durch das Zenith geht, so kommen in einigen Gegenden (Goldküste, Guiana) zwei Regenzeiten vor, welche als die grosse und die kleine unterschieden werden. An der Moskitoküste dauert die grosse Regenzeit vom October bis zum Februar, dann folgt eine trockne Zeit vom Februar bis Juni, die kleine Regenzeit fällt auf Juni und Juli, die zweite trockne Zeit auf August bis in die Mitte Octobers. Gewöhnlich aber scheint durch andere Einflüsse eine der zwei trocknen oder der zwei nassen Zeiten unterdrückt zu sein, so dass die zwei angrenzenden sich als eine einzige darstellen. — Die Regen zwischen den Tropen entsprechen den Gewitterregen in unseren Breiten und sind auch meist mit elektrischen Entladungen verbunden. Ihr Anfang kündigt sich an durch blassere Farbe des Himmels und grössere Feuchtigkeit, der Passat wird unterbrochen durch Windstillen, oder der Wind setzt in W über; ein Gewitter bezeichnet den Ein-

tritt der Regenzeit. Die starken Regen fallen gegen Mittag und Abend, selten während der Nacht; meist klärt sich der Himmel in der Nacht wieder auf, und bei Sonnenaufgang ist er häufig unbewölkt. Die Epoche des Eintritts und die Dauer der Regenzeit hängt ab von der Breite, oder anderen Einflüssen. Am Orinoco beginnt sie bereits Ende Aprils, an der Küste von Sierra-Leone im Mai und endigt mit dem September, am Senegal dauert sie von Anfang Juni bis Anfang November, in Dar-Fur beginnt sie erst in der Mitte Juni.

Gegen die Wendekreise hin und über dieselben hinaus bis etwa zum 30. Breitegrad sind die Verhältnisse nach localen Einflüssen ungleich. Einige Gegenden, wie Cuba, haben noch vorherrschende Sommerregen, es regnet aber auch öfters in den übrigen Jahreszeiten, besonders im Herbst. In Vera-Cruz beträgt der im Juli, August und September fallende Regen mehr als die Hälfte des im ganzen Jahr fallenden. Auch in Rio-Janeiro regnet es zwar am meisten vom August bis April, aber auch von den übrigen Monaten bleibt keiner ohne Regen. — In einem grossen Theile dieser Zone fällt aber das ganze Jahr kein Regen, und sie kann nach diesem Charakter als die Zone ohne Regen bezeichnet werden. Die vorherrschende Ursache der ununterbrochenen Heiterkeit des Himmels ist der Passat, welcher stets trocknere Luft aus höheren Breiten zuführt, während die dampferfüllte durch den rückkehrenden Passat in diese Breiten zurückgetragen wird. Wo der directe Passat regelmässig weht, regnet es nicht. Es fallen ferner in diese Zone die Sandwüsten von Afrika und Asien, deren Wassermangel und Hitze die Atmosphäre stets trocken erhält. Eine allgemeinere Ursache der Regenlosigkeit dieser Zone liegt in dem Gleichgewicht, das in diesen Breiten zwischen der Temperatur und dem Dampfgehalt der Atmosphäre herrschend wird.

Die vorige Zone bildet den Uebergang aus der Zone der Sommerregen in die Zone der Winterregen, die sich ungefähr von 30^0 bis 40^0 der Breite erstreckt. Das Gleichgewicht zwischen der Temperatur und dem Dampfgehalt vermag hier nur während des Sommers sich zu erhalten, und die Winterkälte erzeugt reichliche Niederschläge. Das Verhältniss der Regen in den einzelnen

Jahreszeiten geht für diese Zone aus folgenden Bestimmungen hervor:

	Madeira.	Lissabon.	Mafra.	Palermo.	Nicolosi.
Winter	13″,28	10″,08	22″,22	7,86	10″,10
Frühling	4,74	7,57	11,45	4,82	7,04
Sommer	1,04	0,88	1,11	1,20	0,64
Herbst	8,53	7,27	6,80	7,53	6,72
Jahr	27,59	25,80	41,58	21,41	24,50

Auf Candia, in Morea, in Athen, in Syrien regnet es selten im Sommer, und die Regen beginnen im Spätherbst. In Unterägypten, wo im Mittel auf das Jahr nur 12 Regentage und 15 Linien Regen kommen, beschränken sich die Regen auf die Monate November, December und Januar (Russegger). Armenien und Kurdestan haben drückend heisse und trockne Sommer, im Winter fällt tiefer Schnee. In Mosul ist die Witterung im April noch sehr wechselnd, im Mai tritt die starke Hitze ein, und alle Gewächse verdorren; auch die furchtbar heftigen Gewitterstürme, die im Juni von Süd her in dunkeln Wolken heranziehn, bringen selten Regen, wohl aber zuweilen die vom Meer herströmenden Westwinde. Gegen Ende November aber beginnt eine längere Regenzeit mit einer Fülle, wie zwischen den Tropen, so dass die Gewässer austreten, und diese ersten Regen, *Pella* genannt, bezeichnen den Eintritt des Winters (Ritter).

Vergleicht man, statt der Regenmenge, die Anzahl der Regentage, so fällt das Uebergewicht noch auffallender und auch im mittleren Italien auf den Winter; d. h. es sind auch in Italien die Regen im Herbst seltener, als die Winterregen, es fällt jedoch im Herbst mehr Wasser nieder, als im Winter; wie es die folgenden Tafeln zeigen, von welchen die erste die Regenmenge in Zollen, die zweite die mittlere Anzahl der Regentage angibt. Statt Neapel, dessen Regentage nicht zu Gebote standen, ist Cagliari eingesetzt worden, das sich allerdings schon an Sicilien annähert, für Genua, Nizza, welches bereits an die folgende Zone anstreift.

	Neapel.	Rom.	Florenz.	Camajore.	Genna.
Winter	8″,18	8″,74	9″,53	14″,29	13″,68
Frühling	6,50	6,84	8,04	11,01	12,70
Sommer	3,19	3,21	4,94	7,13	6,24
Herbst	11,22	10,22	11,89	18,50	19,01
Jahr	29,09	29,01	34,40	50,93	51,63

	Cagliari.	Rom.	Florenz.	Camajore.	Nizza.
Winter	26	35	36	37	15
Frühling	17	32	30	31	15
Sommer	6	15	17	22	6
Herbst	18	33	33	35	16
Jahr	67	115	116	125	52

Es zeigen diese Verhältnisse, dass mit steigender Breite die Temperatur im Herbst bereits zu niedrig ist, als dass die Dampfmenge des langen und heissen Sommers fortbestehen könnte, die Winterregen gehn über in Herbstregen, und in der Lombardie, in Piemont, im südlichen und westlichen Frankreich bilden diese Herbstregen, die gewöhnlich Ende Septembers, oder Anfangs Octobers (*Pluies de S. Michel*) eintreten, den vorherrschenden klimatischen Charakter.

Aber auch weiter nördlich erstreckt sich dieses Uebergewicht der Herbstregen. Es tritt entschieden hervor im Süden von England und längs seiner ganzen Westküste bis nach Schottland hinauf; man findet für diesen Theil von Europa, nach der Berechnung von Kämtz, die Vertheilung nach Procenten durch folgende Zahlen ausgedrückt:

Winter	26,4
Frühling	19,7
Sommer	23,0
Herbst	30,9
	100,0

Von der West- und Nordküste von Frankreich her dehnt sich diess Vorherrschen der Herbstregen auch nach einem Theile der Niederlande aus und zeigt sich in Middelburg, Rotterdam

und Franecker. Man findet es noch in Bergen, an der Küste von Norwegen. — Die Vertheilung im Jahre ergibt sich für den südeuropäischen Theil dieser Zone aus der folgenden Tafel:

	La Rochelle.	Montpell.	Marseille.	Hyères.	Lyon.
Winter	6″,46	8″,59	4″,26	9″,87	4″,83
Frühling	4,88	6,79	4,60	5,27	6,82
Sommer	4,65	3,89	2,58	1,54	8,36
Herbst	8,24	11,11	9,18	10,90	8,67
Jahr	24,23	30,38	20,62	27,58	28,68
	Mailand.	Padua.	Venedig.	Triest.	Ofen.
Winter	7″,59	6″,59	6″,45	9″,28	3″,06
Frühling	8,78	6,94	7,97	8,51	4,05
Sommer	8,70	8,41	8,62	9,40	4,20
Herbst	11,24	9,92	11,68	12,28	4,72
Jahr	36,31	31,86	34,72	39,47	16,03

In den Werthen von Marseille und Mailand zeigt sich die Neigung zu einem zweiten Maximum im Frühling, und Dove glaubt allgemein für die Nordküste des Mittelmeeres ein Herbst- und Frühlingsmaximum annehmen zu sollen, als Uebergang aus der Zone der Winterregen in die der Sommerregen. Es wird jedoch diese Ansicht durch die bekannten Thatsachen nur schwach unterstützt.

Wie bereits in dieser Zone der Herbstregen, vertheilen sich auch in höheren Breiten die Regen mehr gleichmässig auf die vier Jahreszeiten, oder, wo ein Uebergewicht in der einen oder anderen statt findet, ist dasselbe weniger von dem Einfluss der Breite als von anderen Ursachen herzuleiten. So sind im nördlichen Europa an den Westküsten die Herbst- und Winterregen vorherrschend, im inneren Europa die Sommerregen. Es lässt sich jedoch diess Uebergewicht oft nur in mehrjährigen Mitteln erkennen, und es können mithin die Gegenden vom 45° bis etwa zum 60° der Breite als eine Zone gleichvertheilter Regen bezeichnet werden. Diess zeigt sich in folgender Zusammenstellung:

	London.	Paris.	Genf.	Bern.	Karlsruhe.
Winter	6″,12	4″,93	5″,49	8″,28	5″,43
Frühling	4,94	5,19	6,96	8,77	5,91
Sommer	6,07	6,07	8,08	15,09	7,71
Herbst	7,54	5,35	10,67	9,93	6,49
Jahr	24,67	21,54	31,20	42,07	25,54
	Stuttgart.	**Kopenhag.**	**Berlin.**	**Prag.**	**Petersbrg.**
Winter	4″,77	4″,01	4″,15	3″,29	2″,76
Frühling	4,70	3,73	4,11	4,22	3,17
Sommer	7,93	6,58	6,74	7,59	8,08
Herbst	6,32	5,97	4,31	2,62	6,92
Jahr	23,72	20,29	19,31	17,72	20,93

Mit Ausnahme von London, das noch vorherrschende Herbstregen hat, und von Genf, wo ebenfalls, wie auf dem Gr. Bernhard, in Dijon, Lyon und die Rhone abwärts, die Herbstregen überwiegen, zeigen alle anderen Orte ein Uebergewicht der Sommerregen, das gegen Osten hin immer stärker hervortritt, und auch in Schweden das Klima beherrscht, indem auf den Sommer in Stockholm 7″,12, auf den Winter nur 2″,85 der jährlichen Regenmenge 19″,29 fallen. In Moscau und Kasan sind die Regen wieder ziemlich gleich auf das Jahr vertheilt, doch ist die Zahl der Regentage etwas grösser im Herbst und Winter, als in den zwei anderen Jahreszeiten; im östlichen Sibirien aber erhalten die Sommerregen wieder ein entschiedenes Uebergewicht, so dass von 60 Regen- und Schneetagen, die im Mittel auf das Jahr kommen, in Irkuzk 25, in Jakuzk 22, in Nertschinsk 26 auf den Sommer fallen. Diess Uebergewicht der Sommerregen zeigt sich auch in den Regenverhältnissen der Vereinigten Staaten von Nordamerika, wo, nach Dove, im Mittel von 16 Orten die jährliche Regenmenge sich auf folgende Weise vertheilt:

Winter	5″,92
Frühling	8,52
Sommer	10,90
Herbst	9,10
	34,44

Literatur: Cotte, *mém. sur la météor., II*, 1788; Gasparin, *des climats européens par rapport aux pluies, Bibl. univ. XXXVIII*, 1828; Kämtz, *Meteorol. I*; Muncke, n. G. Art. *Regen*; Schouw, *Climat d'Italie*; Dove, *Repertor. IV*, 1841; —, *zwei Regenzeiten im südl. Europa, Poggd. XXXV*; Fournet, *disposit. des zônes sans pluie, Ann. de Lyon*; Martins, *météor. de la France*, > *Patria*; Buzzetti, *notizie sulla Lombardia*, 1844; Plantamour, *résumé météoro.*, *Bibl. univ. Avr.* 1847.

137. Einfluss der Winde.

Die alltägliche Erfahrung schon hat an jedem Orte Regenwinde und trockne Winde zu unterscheiden und jeden der acht Hauptwinde in eine besondere Beziehung zu den Hydrometeoren zu setzen gelehrt. Es folgt auch der Einfluss der Winde auf die Witterung unmittelbar aus ihrem ungleichen Dampfgehalt (418); feuchte Winde, die in kältere Gegenden strömen, werden denselben Regen oder Schnee bringen, trockne Winde, die sich erwärmen, nehmen noch mehr Dampf auf und erzeugen einen hellen Himmel. Nur in der ersten Zeit des Wechsels der Winde kann oft die Wirkung umgekehrt sein; warme, obgleich feuchte Winde können anfangs den Himmel aufhellen, kalte, obgleich trockne Winde Regen- und Schneefälle bringen, aus demselben Grunde, der auch den umgekehrten Gang des Haarhygrometers erklärt.

Nirgends zeigt der Einfluss der Winde auf die Hydrometeore sich deutlicher, als in Hindostan. Der über weite Meere herströmende SW Monsun bringt der Küste von Malabar und einem grossen Theile des übrigen Indien die Regenzeit. Die grösste Fülle von Wasser ergiesst er, meist in Verbindung mit furchtbaren Gewittern, an den Westgehängen der Ghats, vom Ende des Mai bis September, vorzüglich aber im Juli; auf den Hochebenen des Dekan hat er schon die meiste Feuchtigkeit verloren, und es finden nur unterbrochene Regenschauer statt; die Küste von Coromandel hat während dieser Zeit anhaltend heitere Witterung. Die Zeit des NO Monsuns dagegen, von October bis April, ist die Regenzeit für Madras und die ganze Ostküste des Dekan, die Zeit heller Witterung für die Westküste. Es sind diese Regen von Coromandel indess weniger wasserreich, als diejenigen von Malabar, weil das Gebirge sich weniger hoch erhebt, und die Regen sich da-

her auch über das innere Land verbreiten, und wohl auch, weil ursprünglich die aus N herströmenden Winde weniger heiss sind, als die vom tropischen Afrika herfliessenden, daher auch über dem Meere weniger Dampf aufnehmen. Der SW Monsun ist auch für Calcutta, Benares und einen grossen Theil der Gangesländer der Regenwind, tritt aber daselbst später ein und ist weniger wasserreich. Nach der Zusammenstellung von Dove vertheilt sich der Regen auf die Jahreszeiten in folgenden Verhältnissen:

	Mahabuleschwur.	Bombay.	Madras.	Calcutta.	Benares.
Breite	17°,59′	18°,56′	13°, 4′	22°,35′	25°,18′
Winter	0″,25	0″,00	7″,84	1″,69	3″,34
Frühling	0,15	0,00	2,02	9,81	1,74
Sommer	212,56	62,13	7,21	36,16	36,03
Herbst	70,62	13,53	28,67	15,61	10,30
Jahr	283,58	75,66	45,74	63,27	51,41

In mittleren und höheren Breiten sind die Regen vorzugsweise abhängig von den Passaten. Der kalte directe Passat, wenn er zugleich trocken ist, bringt helle Witterung, der warme rückkehrende Passat ist, wo er grösseren Dampfgehalt hat, der Regenwind. In der nördlichen Erdhälfte sinkt, bei südlicher Deklination der Sonne, der rückkehrende Passat öfters schon in mittleren Breiten zur Erde, und trägt bei zur Erzeugung von Winterregen. Im Sommer erreicht derselbe Passat den Boden erst in höheren Breiten und vermehrt daselbst die Sommerregen. In Europa sind die über das Meer herströmenden Winde aus S, SW, W, NW die feuchten, Regen und Schnee bringenden, die über den Continent herströmenden aus N, NO, O, SO, vorzüglich der directe Passat oder NO, die Bise, die trocknen, aufheiternden Winde. Es tritt diess deutlich hervor, wenn man die Windrose mit den Regenverhältnissen verbindet und für die einzelnen Orte ihre udometrische Windrose ausmittelt. Unter den verschiedenen üblichen Methoden scheint die einfachste die zu sein, dass man angibt, wie viele Regen- oder Schneefälle in derselben Zeit auf einen der acht Winde kommen, unter der Voraussetzung, dass jeder dieser Winde in der gegebenen Zeit 100 mal

geweht habe. Man erhält nach den vorhandenen Bestimmungen folgende Werthe:

	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
La Rochelle	9	4	12	17	19	25	16	12
Kopenhagen	7	7	8	12	16	16	13	8
Karlsruhe	18	8	7	18	31	36	28	24
Bern	17	11	12	20	26	44	36	29
München	16	14	7	9	17	31	34	20
Berlin	17	12	12	15	27	36	24	22
Prag	23	11	7	8	13	20	23	27
Stockholm	36	53	45	43	36	29	17	24
Petersburg	30	31	33	37	38	45	36	30
Moscau	22	29	31	31	32	36	31	23

Während also in La Rochelle von 100 NO Winden nur 4 Regen bringen, sind dagegen von 100 SW Winden 25 von Regen begleitet, und ein ähnliches Verhältniss zeigt sich, mit Ausnahme von Prag und Stockholm, im ganzen übrigen Europa. Es sind aber die westlichen Winde besonders im Sommer in Europa vorherrschend, weil die höhere Wärme des Bodens den rückkehrenden Passat demselben zulenkt, und daher das Uebergewicht der Sommerregen im grösseren Theile unseres Continents. Das abweichende Verhältniss in Prag scheint durch den Einfluss der Gebirgszüge erzeugt zu werden, und aus derselben Ursache wird sich später der ungewöhnliche Charakter der Winde in Schweden erklären. Eine auffallendere Ausnahme zeigt die Lombardie, wo allgemein die Ostwinde Regen bringen, weil sie, im Gegensatz zum grösseren Theil von Europa, Seewinde sind. In Moscau regnet es fast gleich oft bei jedem Winde, da die Entfernung vom Meere nach allen Seiten hin beinah gleich ist, und die feuchten Westwinde, wenn sie dahin gelangen, den grössten Theil ihres Dampfgehaltes verloren haben. Weniger nahe liegt aber die Ursache dieser gleichförmigen Vertheilung in Petersburg. — Die in der Tafel stehenden Zahlen sind jährliche Mittelwerthe; in den einzelnen Jahreszeiten wird das Verhältniss etwas abgeändert. Die N und O Winde veranlassen in Karlsruhe und Berlin im Winter häu-

figer Niederschläge, als im Sommer und im Jahr, während in Bern das Umgekehrte statt findet, weil hier bei allen Winden im Sommer die Niederschläge am häufigsten, im Winter am seltensten sind. — Die Zahlen gestalten sich ferner anders, wenn man die Regen- und Schneefälle von einander trennt. Es ergeben sich nämlich für die Schneefälle allein folgende Werthe:

	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
Berlin	11	17	7	7	5	16	15	22
Karlsruh	13	6	4	6	2	7	9	17
Bern	4	3	3	3	4	6	5	4

Es schneit daher in Berlin und Karlsruhe am häufigsten bei Nordwinden, während in Bern alle Winde ungefähr gleich oft Schnee bringen.

138. Einfluss der Configuration.

Die Gestaltung der Länder, die Nähe grosser Wassermassen, die Erhebung des Bodens in Gebirgszügen oder Hochland, erzeugt Ungleichheiten in der Stärke, der Frequenz und der Vertheilung der Niederschläge, die nicht selten den Einfluss der Breite und der Winde ganz verwischen.

Die Regenmenge nimmt ab von den Küsten nach dem Inneren der Länder hin, weil die von der See herfliessenden Winde an jenen bereits einen Theil ihres Dampfgehaltes fallen lassen. Damit das Verhältniss sich rein darstelle, dürfen aber nur Orte zusammengestellt werden, die in flachem Lande und nahe unter gleicher Breite liegen. So ist die jährliche Regenmenge an den Küsten von Holland, im Mittel von 8 Bestimmungen, 25″,53 (Schouw) der niedrigste Werth ist 21″,17 in Rotterdam; in Brüssel fällt die Regenmenge auf 17″,92. Entscheidender noch sind die Werthe für Cuxhafen 29″,25, für Lüneburg 24″, für Berlin 19″,31. In Abo fällt jährlich 22″,22, in Stockholm 19″,29 Regen, in Upsala, das entfernter von der Küste liegt, nur 16″. Paris hat nach einem vieljährigen Mittel 145 Regentage, die Ebene

in Norddeutschland 141, Ofen 112, Kasan 90, Irkuzk nur 57. — Dieselbe Abnahme zeigt sich in Indien, wenn man in der Tafel von S. 454 die Regenmenge von Bombay und Calcutta mit derjenigen in Benares vergleicht. Am auffallendsten jedoch ist der Gegensatz zwischen der Wasserfluth, die an der Küste von Malabar und am Westabhang der Ghats, zu Anjarakandy (115″,89) und Mahabuleschwur, niederfällt, und der selbst für Europa nicht beträchtlichen Regenmenge von Seringapatam (22″,24), Puna (21″,98), Darwar (24″,54), die im Inneren des Dekan liegen. — Die Erscheinung wiederholt sich indess in Skandinavien. Die feuchten W und NW Winde entladen sich ihres Dampfgehaltes auf der Westseite der skandinavischen Gebirge und gelangen zum Theil als trockne Winde nach Schweden. Daher fallen jährlich in Bergen 77″,57 Regen, in Stockholm nur 19″,20. Im Winter besonders können die in der Tiefe streichenden Regenwolken das Gebirge nicht übersteigen, und der meiste Regen in Schweden fällt daher auf den Sommer. An der norwegischen Küste selbst aber zeigt sich bereits dieser Gegensatz zwischen der Regenmenge auf den Inseln und derjenigen im Inneren der Fjorde. «Die Sonne zeigt sich auf diesen Inseln (bei Hammerfest) nur als eine Seltenheit, der Sommer ist ohne Wärme, und kaum mag man sich einiger heiterer Tage erfreuen; in wenig Augenblicken treibt der NW aus dem Meere dicke Wolken über das Land; Ströme von Regen stürzen daraus hervor, und die Wolken ziehn Tage lang über den Boden hin; tiefer im Fjorde sind es nur leichte und vorübergehende Regenschauer, und in Alten sieht man, bei klarer Sonne, nur ein schwarzes Wolkenband am Horizont» (von Buch).

Beträchtlicher noch als der Einfluss naher Meere ist derjenige der Gebirge. Selbst niedrige Hügelzüge verursachen in ihrer Nähe eine oft starke Vermehrung der jährlichen Niederschläge, und noch bedeutender ist diese Zunahme in der Umgebung und im Inneren grösserer Gebirgssysteme. Die Ursache dieser Vermehrung ist zum Theil dieselbe, die auch die Anhäufung der Nebel und Wolken an den Gipfeln und Gebirgsabhängen erzeugt (426), sie muss aber wohl vorzugsweise in der grossen Ungleichheit der Lufttemperatur an den der Sonne ausgesetzten und den im Schatten liegenden Stellen,

über erhitzten Weideplätzen und über Schneemassen gesucht werden, und in der häufigen Mischung dieser ungleich erwärmten Luftmassen (423). Es geht dieser Einfluss deutlich hervor aus der folgenden Zusammenstellung, wo immer zwei nahe liegende Orte neben einander stehn, von denen sich das eine ausserhalb dem Gebirge befindet, das andere an seinem Fuss, oder im Inneren desselben.

Flachland.	Regen.	Gebirge.	Regen.
Lissabon	25″,81	Coimbra	127″,17
Padua	31,85	Feltre	65,78
Venedig	32,09	Tolmezzo	90,05
Triest	41,18	Udine	63,12
Lyon	29,31	Chambery	58,38
Genf	31,20	S. Cergues	55,82
Tübingen	23,82	Freudenstadt	57,10
Liverpool	32,03	Borrowdale	142,50

Von grösseren Höhen und Hochflächen fehlen Beobachtungen. Nur für den Gr. Bernhard ergibt sich 73″,87, nach dem von Plantamour berechneten siebenjährigen Durchschnitt, und zeigt, dass auch in dieser Höhe die Regenmenge im Gebirge diejenige der Ebene bedeutend übertrifft. In einzelnen Monaten steigt die Höhe des gefallenen Schnee's über 7 Meter und liefert mehr als 700^{mm}, oder bei 26″ Wasser; dennoch ist die Anzahl der Regen- und Schneetage nicht viel grösser als in Genf, dort 128,9, hier 117,7. — Schouw findet für Italien folgende Werthe für die mittlere jährliche Regenmenge einzelner Zonen und für die Maxima und Minima, die in jeder Zone als mittlere Regenmengen einzelner Orte vorkommen:

Lage der Orte.	Zahl der Orte.	Regen.	Max.	Min.
Innere Thäler und südl. Fuss der Alpen	23	54″,25	90″,05	31″,53
Lombard. Ebene zw. den Alpen u. dem Po	14	34,14	41,18	28,66
Lombard. Ebene zw. dem Po u. d. Apennin	6	24,33	29,67	19,30
Mittägl. Abhang des nördl. Apennins	4	60,13	92,17	45,79
Westl. Vorland d. Apenn., v. Pisa bis Neapel	8	33,50	38,71	29,01
Oestliches Vorland des Apennins	7	25,83	35,61	18,34
Sicilien, Nicolosi und Palermo	2	22,96	24,50	21,42

Martins hat eine ähnliche Zusammenstellung für Frankreich durchgeführt und folgende Resultate erhalten:

Lage der Orte.	Zahl der Orte.	Regen.	Max.	Min.
Nordwestl. Frankreich, *Climat sequanien*	8	20″,24	25″,86	15″,58
Nordöstl. Frankreich, *Climat vosgien*	5	24,72	28,00	20,27
Südwestl. Frankreich, *Climat girondin*	5	21,65	24,23	20,63
Südöstl. Frankreich, *Climat rhodanien*	6	34,95	48,02	25,07
Provence, *Climat méditerranéen*	9	24,05	36,61	15,63

In vielen Fällen hält es schwer, mit einiger Sicherheit zu unterscheiden, wodurch die oft sehr bedeutenden Differenzen nahe und, dem Anschein nach, ähnlich liegender Orte bestimmt werden, oder warum eine Zu- oder Abnahme des Regens nicht statt finde, die man nach der Configuration erwarten sollte. Die Gestaltung des Gebirges mag an der einen Stelle den Regenwind durchlassen, an einer benachbarten abhalten; der tägliche Sonnenlauf kann für die eine günstig, für die andere ungünstig einwirken, es können in Folge der Configuration die sich mischenden ungleich erwärmten Luftmassen hier vorherrschend nur Nebel und Wolken, dort Regen erzeugen. So liegt südlich von Puna, auf dem Plateau des Dekan, wo nur 21″,98 Regen fällt, auch Sattara, wo die Regenmenge mehr Fusse, als in Puna Zolle beträgt; so kann die Vermehrung von Livorno (29″,38) auf Pisa (38″,71) doch nicht dem M. Pisano und noch weniger dem Apennin zugeschrieben werden, da in Cascina nur 34″,38, in Florenz 34″,52 Regen fällt; so ist die Regenmenge in Mailand 36″,3, in Turin 35″,3, und in Brescia nur 33″,5.

139. Einfluss der Vegetation.

Unter den verschiedenen Wirkungen, die man der Ausrottung der Wälder zuschreibt, beruht die Veränderung der Feuchtigkeitsverhältnisse und des Wasserstandes auf den meisten und zuverlässigsten Zeugnissen. Aus allen Ländern, welche von ihrem

Holzwuchs entkleidet worden sind, hört man Klagen über das Versiegen von Quellen, über verminderte Schiffbarkeit der Ströme, über Mangel an Regen und zunehmende Unfruchtbarkeit, oder zerstörende Wolkenbrüche, welche an den Gebirgen den nackten Fels bloss legen, in den weniger festen Gehängen tiefe Graben einfressen und die Niederungen mit Schlamm und Kies bedecken. — »Welchen Vorübergehenden, fragt Fallmerayer, hätten die kahlen, abgeschälten, ausgestorbenen Kalkgebirge, vom Pontebapasse bis auf die Höhenzüge über Triest herab nicht melancholisch angesehn? Durch D. v. Rosetti wird umständlich nachgewiesen, dass vor Jahrhunderten noch dichte Laubholzwaldung mit reichem Wassersprudel selbst diesen ausgedörrten Höhenzügen Schatten und Labsal gab.« — Wie unangenehm enttäuscht sieht sich Jeder, der mit schönen Erinnerungen an die lockenden Gemälde provençalischer Poesie zum erstenmale die südlichen Ausläufer der französischen Alpen besucht, und nun die Ruinen einst blühender Ortschaften im Thale der Tinea, und den bis weit oberhalb S. Stefano nur mit Kies bedeckten, breiten Thalboden sieht, oder die nackten Gebirge in den Umgebungen von Toulon, oder die rasch vorschreitende Verwüstung in den Thälern der Durance, der Bleone, der Ubaye. Bereits 1780, als de Saussure auf der M. de Caume einen grossen Theil der Provence übersah, fragte er nach der Ursache dieser Verödung. »Es ist auffallend, sagt er, von diesem Gipfel aus die ganze Küste in einer Breite von 1 bis höchstens 2 Meilen mit der reichsten Vegetation bedeckt zu sehn, im Inneren aber des Landes nur weisse Felsen und die traurigste Unfruchtbarkeit. Es heisst jedoch, diese nämlichen Gebirge seien früher bewaldet gewesen, alte Titel enthielten genaue Beweise dafür. Die Zerstörung dieser Wälder ist ein grosses Unglück für das Land gewesen. Die Regenwasser, durch keinen Pflanzenwuchs mehr aufgehalten, häufen sich mit unglaublicher Geschwindigkeit an und geben den Gebirgsströmen eine unbezähmbare zerstörende Gewalt; der dürre Fels liefert keinen Wasserdampf und kann die vorüberziehenden Wolken nicht festhalten, daher keine Quellen, keine befruchtenden Bäche, keine sanfteren Regen, kein Thau in diesen Gebirgen; nur anhaltende Dürre, unter der Alles versengt wird, oder zerstörende Regen-

fluthen wechseln mit einander.« In grösserem Maasse als je wurde jedoch die Ausrottung der Wälder zehn Jahre später, während der französischen Revolutionszeit betrieben, und in gleichem Verhältniss mehrten sich auch die Klagen über die Zunahme des Wassermangels, das Versiegen der Quellen, das Trockenliegen der Ströme im Sommer und ihr zerstörendes Anschwellen nach Gewitterregen. Der betrübende Zustand vieler Thäler der oberen Provence und in Dauphiné scheint wirklich, nach den raschen Fortschritten der Verwüstung, erst aus dieser neueren Zeit herzurühren, und die Untersuchungen von Surell und der Naturforscher in Lyon haben vollständig erwiesen, dass die Verminderung des Wasserstandes und die stets zunehmende Häufigkeit der Ueberschwemmungen vorzugsweise, wenn nicht ausschliesslich von dem Ausrotten der Wälder herrühren. Derselben Ursache wird mit Recht die Abnahme der mittleren Höhe vieler Ströme in Deutschland und Russland (I, 115) zugeschrieben. — Es zeigen sich diese Wirkungen auch in Amerika. Die Antillen leiden an Wassermangel, seitdem man, um Raum für die Zuckerplantagen zu gewinnen, die Wälder ausgereutet hat. Die Verwüstung aller Wälder auf den Höhen des Thales von Mexiko hat den landschaftlichen Charakter der Gegend ganz verändert; diese öden dürren Flächen entsprechen nicht mehr dem Bilde, das die spanischen Eroberer ihrem Herrn von dem reich bewässerten, fruchtbaren Lande entwarfen, das sie den schönsten in Südeuropa verglichen. — Der schöne See von Tacarigua im Thale von Aragua, westlich von Caracas, war, als von Humboldt ihn i. J. 1800 besuchte, seit etwa dreissig Jahren in stetem Rückzuge gewesen, während gleichzeitig die Ausbreitung des Landbaus den Wald beinah verdrängt hatte; im Laufe des vieljährigen Krieges gewann die Natur wieder die Oberhand, die Waldvegetation trat an die Stelle der künstlichen Plantagen, und als i. J. 1822 Boussingault in das Araguathal kam, fand er den See wieder im Steigen und die Bewohner in Angst um die Erhaltung ihrer Ländereien. — Auf den Hochebenen von Neu-Granada, wo erst seit der Eroberung die Wälder verschwunden sind, hat sich auch der Wasserstand der See'n vermindert, während auf denjenigen von Quito, die schon zur Zeit der Incas baumlos waren, kein Rückzug der See'n statt gefunden hat.

Der Mangel älterer Messungen der jährlichen Regenmenge macht es meist unmöglich, auszumitteln, wie viel von dieser Verminderung der Quellen und des Wasserstandes auf Rechnung der schnelleren Verdampfung des gefallenen Regens (409) zu setzen, und ob ein Theil davon auch von einer Abnahme der jährlichen Regenmenge herzuleiten sei. Die Folgerung, die man aus der in Marseille beobachteten starken Abnahme ziehn möchte, wird aufgehoben durch die in Viviers und in Mailand statt findende Zunahme, und auch die Vergleichung der mittleren Regenmenge in den einzelnen Regionen von Frankreich mit den ungefähr in gleicher Lage befindlichen in Italien führt zu keinem sicheren Resultate, obgleich allerdings die Regenmenge in Frankreich beträchtlich geringer ist. Nach den Regenverhältnissen in Südamerika hält jedoch Boussingault sich zur Annahme berechtigt, dass die Ausrottung der Wälder, wenn sie sich über grosse Bezirke erstreckt, auch eine Verminderung der jährlichen Regenmenge zur Folge habe. Südlich von Panama findet man die Bucht von Cupica und die Provinzen von S. Buenaventura, Choco und Esmeraldas; in diesen beinah ganz von dichten Wäldern bedeckten Gegenden regnet es fast immer, im Inneren von Choco vergeht kaum ein Tag ohne Regen. Gegen Payta zu ändern sich die Verhältnisse; die Wälder sind verschwunden, der Boden ist sandig, Regen ist beinah unbekannt und so bis nach Lima hin. Die Mittelwärme von Peru ist indess so viel als identisch mit derjenigen von Choco, beide Länder sind in derselben Entfernung von den Anden, beide liegen in gleicher Meereshöhe.

Literatur: Moreau de Jonnes, *über Veränderungen die durch Ausrottung der Wälder im phys. Zustande der Länder entstehen*, 1828; Bronn, *Geschichte der Natur II*; Surell, *les torrens des Hautes-Alpes*, 1841; Boussingault, *sur l'influence des défrichemens dans la diminution des cours d'eau, A. de Ch. LXIV*, 1837; Fraas, *Klima u. Pflanzenwelt*, 1847.

140. Riesel.

Niederschläge kleiner Schneekugeln, von der Grösse eines Hirsekorns bis höchstens zu derjenigen einer Erbse, die bei Witterungszuständen fallen, die den Uebergang von Schneefällen zu Regen bilden, heissen Riesel, Graupeln, (*le grésil*). Die Kügelchen bestehn aus zusammengebackenen Schneenadeln und lassen sich meist leicht zerdrücken; sie sind weiss und nur schwach durchscheinend. Die kleineren Körner sind vollkommen kuglig, die grösseren zuweilen mehr knollig und in nur seltenen, vielleicht dem Hagel beizuzählenden Fällen mit einer Schale von durchsichtigem Eis überzogen; in der Regel sind die Eistheilchen an der Oberfläche so zart, dass die Körner wie mit Mehl bedeckt erscheinen. — Gewöhnlich fällt der Riesel in Verbindung mit heftig vom Winde getriebenen Strichregen, oder mit Schnee, der Niederschlag beginnt oft mit Riesel und geht dann nach wenigen Minuten in Regen über, oder er wechselt wiederholt mit Windstillen und Sonnenschein. Zuweilen erfolgen gleichzeitig elektrische Entladungen, die aber meist nicht von grosser Intensität sind und sich oft auf einen einzigen Donnerschlag beschränken. Als ich mit Forbes auf der Höhe des Matterjoches war, hörten wir, während eines Rieselwetters, einen eigenthümlich singenden Ton, der vom Ende unserer Stöcke auszugehn schien, und bald nachher erfolgte ein Donnerschlag; im Finstern hätten wir wahrscheinlich S. Elmsfeuer gesehn, die in der Regel auch während Schneestürmen und nicht in Verbindung mit Gewittern sich zeigen. Häufig jedoch sind die Rieselstürme nicht von elektrischen Erscheinungen begleitet. —

Die meisten Rieselfälle im mittleren Europa kommen in den Monaten April und Mai vor. In Bern wurden im Laufe von 40 Jahren 81 Fälle von Riesel aufgezeichnet, wovon 22 auf April, 16 auf Mai, 9 auf Februar, 6 auf Mars fielen, und die übrigen sich ziemlich gleich auf die anderen Monate vertheilten. Auf den höheren Alpen ist auch im Sommer der Riesel eine häufig vorkommende Form der Hydrometeore; die Körner sind oft fast so klein wie Mohnsamen. — Der Riesel erscheint in der Regel bei kühler, unbeständiger oder entschieden schlechter Witterung, nachdem längere

Zeit schon die Bewölkung mit Regen oder Schnee gedroht hatte, und geht nicht selten in Schneefälle über.

Die Erklärung der Rieselbildung und der sie begleitenden Umstände lässt noch Vieles zu wünschen übrig. Meistens wird angenommen, gewöhnliche Schneeflocken werden durch den Wind zu Kugeln geballt; es kommen jedoch häufig Schneestürme vor, ohne dass Riesel entstünde, die Flocken werden durch den Luftstrom, wie Sandkörner in einem fliessenden Wasser (I, 110), fortgetragen, ohne zu rotiren. Es scheint in der Dunstmasse selbst, aus welcher der Riesel hervorgeht, müsse auch eine innere wirbelnde Bewegung vorausgesetzt werden, ähnlich derjenigen, die man in schnell ausströmendem Wasserdunst oder Rauch bemerkt, und die von einer Menge partieller innerer Strömungen herrührt. Dass der Riesel ursprünglich sich in Kugelform niederschlage, ist nicht wahrscheinlich, da die innere Structur keine Spur von Regelmässigkeit zeigt, und doch hat man Mühe, sich zu überzeugen, dass die äusserst kleinen Rieselkügelchen, die zuweilen auf den höheren Alpen fallen, durch Rotation entstanden seien.

141. Hagel.

Zwischen Riesel und Hagel oder Schlossen (*la grêle*) erkennt man so viele Aehnlichkeiten und Uebergänge, dass die meisten Physiker beide als Modificationen derselben Erscheinung darstellen; die durch keine Theorie bestochene Volksmeinung unterscheidet sie aber als zwei ursprünglich wesentlich verschiedene Phänomene. — Obgleich man für alle Stunden der Nacht und in allen Jahreszeiten Hagelwetter aufgezeichnet findet, so fällt doch in Mitteleuropa die weit grössere Zahl derselben auf die späteren Tagesstunden und auf die wärmeren Monate. Nach einer Zählung v. Kämtz, der zwar auch den Riesel mit dem Hagel vereinigt, fallen in Deutschland und der Schweiz von 100 Hagel- und Rieselfällen nur 6 auf die Nachtstunden, 17 auf 2^h nach Mittag und 77 auf die übrigen Tagesstunden. In Bern sind während 40 Jahren 33 Hagelfälle gezählt worden, die sich alle auf die sechs Monate April bis September vertheilen; 11 fielen in den Mai, 9 in den Juni, 5 auf April, 3 auf Juli, 4 auf August, 1 auf September. Kämtz gibt für die Vertheilung im Jahr folgende Procentzahlen:

	Winter.	Frühling.	Sommer.	Herbst.
England	45,5	29,5	3,0	22,0
Frankreich	32,8	39,4	7,0	20,7
Deutschland	10,3	46,7	29,4	13,6
Russland	9,9	35,5	50,6	13,6

In England ist jedoch der Hagel selten, und die meisten der im Winter und Frühling aufgezählten Fälle mögen Rieselschauer gewesen sein. Auch im höheren Norden kommen sehr wenig Hagelfälle vor, während der Riesel häufig ist. Noch seltener ist der Hagel, nach v. Humboldt, in den Niederungen zwischen den Tropen. Man kennt ihn nicht in Cumana, wohl aber einige hundert Klafter höher, in Caracas. Pentland hat in Peru Hagel gesehn, Bruce und Rüppel in Abyssinien, Heyne in Mysore. In Mexico fiel im August 1830 fusshoch Hagel. Die Zone häufigeren Hagels liegt in unserer Erdhälfte zwischen 30° und 60° der Breite.

Im Gegensatz der winterlichen, oder stark abwechselnden Witterung, bei welcher der Riesel vorkommt, geht dem Hagel in der Regel eine drückende Hitze vorher und drohende Windstille; es sammeln sich Gewitterwolken, zwischen denen man aschgraue, sehr zerrissene oder sackähnliche, ihre Gestalt häufig ändernde Wolken gewahr wird, die nicht hoch über der Erdfläche zu schweben scheinen; dann erhebt sich der Wind, es erfolgen starke elektrische Entladungen, man hört von der Hagelwolke her ein eigenthümliches Geräusch, wie wenn Nüsse gerüttelt würden, und nun fällt, meist bei plötzlich entstandener Windstille, der Hagel, oft so dicht, dass er nach wenigen Minuten hand- und fusshoch den Boden bedeckt. Selten ist der Fall von längerer Dauer; aber durch keine Regen werden in den Alpen die Gebirgswasser in kurzer Zeit so hoch angeschwellt, wie durch die häufigen, oft localen Hagelfälle der Sommergewitter; so dass die Bäche verwüstend, als gewaltige Schlammströme, aus ihren Ufern treten, oder sich tiefe Graben fressen. Der Zusammenhang zwischen starken Gewittern und Hagelfällen ist eine so constante Erscheinung, dass es verzeihlich ist, wenn der Abate Genevois den Blitz als die Ursache des Hagels betrachtet. Mit dem Hagel, oder nach demselben,

selten vorher, fallen oft starke Platzregen, und es erfolgt eine empfindliche, zuweilen Tage lang anhaltende Depression der Temperatur.

Die Grösse der Hagelkörner ist gewöhnlich die einer Erbse, steigt aber bis zu der eines Hühnereis, oder einer Faust, ihr Gewicht bis zu ½ Pfund und mehr. Die Gestalt der grösseren Körner ist birnförmig oder nähert sich einer Pyramide mit stark convexer Grundfläche, zuweilen auch einer planconvexen Linse. Gleichzeitig fallende Körner haben, wie gleichzeitig fallende Schneeflocken, meist dieselbe Gestalt und Structur. Der innere Kern ist weiss, einem Rieselkorn ähnlich, die äussere Schale durchsichtig; zuweilen wechseln concentrische, undurchsichtige und durchsichtige Schalen mit einander ab. Delcros will grössere Hagelkugeln beobachtet haben, die eine aus einander laufend strahlige Structur gezeigt und sich in pyramidale Stücke zertheilt hätten; diese Behauptung steht jedoch bis jetzt ganz isolirt. In seltenen Fällen hat man im Inneren der Hagelkörner eine fremdartige Substanz, Sandkörner, vulcanische Asche, Pflanzentheile u. s. w. gefunden.

In noch engerer Verbindung als der Regen steht der Hagel zu der Configuration. Schon die Verhältnisse zwischen den Tropen beweisen eine grössere Häufigkeit des Hagels auf Gebirgen und in der höheren Atmosphäre. Locale Hagelfälle begleiten in den Alpen jedes stärkere Gewitter und kommen im Sommer in allen, auch den grössten erstiegenen Höhen vor (Glärnisch, Col de Géant, M. Rosa, Montblanc). Die höheren Gebirge sind nach Gewittern häufig weiss von Hagel, während im Thal nur starke Platzregen statt fanden; daher wohl die grossen Tropfen vieler Platzregen bei Gewittern aus Hagelkörnern hervorgehn mögen, die während des schnellen Falls in den unteren warmen Luftschichten geschmolzen werden. — Hagelwetter von grösserer Verbreitung folgen vorzugsweise den Vorstufen des Gebirges. Am nördlichen Rande der Alpen ziehn sie häufig über Bulle, den Gurnigel, Thun, Entlibuch, am südlichen Rande über Borgofranco bei Ivrea und die Umgebungen der italienischen See'n. Dieses strichweise Fortziehn des Hagels ist eine allgemeine Erscheinung; die meisten Hagelfälle treffen nur eine schmale, aber oft sehr weit verlängerte Zone. Das Hagelwetter des 13. Juli 1788 durchzog in wenigen Stunden ganz Frankreich bis nach Holland in zwei parallelen Streifen, der eine 4 Lieues, jede von 2300 Toises, der andere 2 L. breit; der

zwischen beiden liegende 5 L. breite Streifen hatte nur starken Regen. Das Gewitter legte von Süd nach Nord 16½ lieues oder 10 geogr. Meilen in der Stunde zurück, und der Hagel dauerte an jedem Orte nur 7 bis 8 Minuten. Diese Streifen treffen öfters wiederholt dieselben Orte, während andere nahe liegende selten durch Hagel verwüstet werden. Es fällt nicht oft Hagel im mittleren und oberen Veltlin, ziemlich häufig im unteren Thal und bei Chiavenna. Der Hagel, der fast alle Jahre den Ausgang des Thales der Dora-baltea trifft, ist selten in Aosta. Auch das untere Wallis und die Gegend am Fuss des Saleve bei Genf haben selten Hagel, der dagegen häufig die Weinberge der Waadt verwüstet.

Die Entstehung des Hagels ist wohl unter allen hydrometeorischen Erscheinungen die räthselhafteste. Zu einer Zeit, da in der Tiefe die Temperatur 20° bis 30° beträgt, fallen Eismassen nieder, die für die Luftschicht, in der sie sich bilden, auf eine Kälte von mehreren Graden unter Null schliessen lassen. Rechnet man, statt 95^t wie im normalen Zustand der Atmosphäre (370), mit Kämtz an Hageltagen auch nur 40 Toisen für eine Wärmeabnahme von 1°, eine Voraussetzung, die allerdings einer petitio principii ähnlich sieht, so findet sich doch, wenn in der Tiefe 25° angenommen werden, eine Temperatur von 0° erst in 6000 F., von —5° erst in 7200 Fuss Höhe. Die Hagelwolken schweben aber häufig unter diesen Höhen; es zeugt dafür die deutliche Wahrnehmung von Geräusch und die Abhängigkeit des Hagels von der Configuration; man sieht sie auch in den Alpen nicht selten tief unter den höchsten Rücken und wenn man sich in ungefähr gleicher Höhe befindet, aber noch ausserhalb des Gewitters, fühlt man keine Depression der Temperatur. Es scheinen ferner die Hagelfälle keineswegs immer mit weit verbreiteten Störungen der Witterung in Verbindung zu stehn, sie sind, in Gebirgen wenigstens, oft local und begleiten vorübergehende Gewitter; sie beschränken sich auch im Flachlande auf eine schmale Zone, als ob eine eigenthümliche, Hagel d. h. plötzliche Kälte erzeugende Wolke von geringer Ausdehnung durch den Wind fortgetrieben würde. — Unter den mannigfaltigen Theorien des Hagels stand früher diejenige von Volta in vorzüglichem Ansehn. Die zur Erzeugung der ersten Elemente des Hagels erforderliche Kälte entsteht nach Volta durch die starke Verdampfung auf der oberen Fläche einer von der Sonne beschienenen Wolke, ein Theil der Dunstbläschen gefriert zu Schnee oder Riesel, während der entstandene Dampf in grösserer Höhe durch neuen Niederschlag eine obere Wolke bildet; diese ist positiv, die untere negativ elektrisch, die ersten Rieselkörner theilen die letztere Elektricität und werden von der unteren Wolke abgestossen, von der oberen angezogen, sie gehn so hin und her, während sich immer neuer Dampf auf sie niederschlägt und auf ihnen gefriert, bis ihr Gewicht so gross wird, dass sie zur Erde fallen. —

Die Unhaltbarkeit dieser Erklärung haben vorzüglich Prechtl, später Bellani, nachgewiesen. — Von Buch findet die Ursache der Kälte in der Verdampfung fallender Regentropfen in tieferen warmen Luftschichten. Ueber Stellen, die stärker von der Sonne getroffen werden, entsteht ein aufsteigender warmer Luftstrom, der die Dämpfe in Höhen reisst, wo sie sich niederschlagen, die zurückfallenden Tropfen gefrieren und vergrössern sich durch neue Niederschläge in den unteren dampfreichen Schichten. Dieser Erklärung treten im Wesentlichen auch Schübler und Ideler bei. — Muncke lässt in einer fast gesättigten Atmosphäre die Dämpfe durch den aufsteigenden Luftstrom in die Region der Cirri führen und hier als Schnee niederschlagen, der sich längere Zeit schwebend erhalten kann; die verminderte Elasticität erzeugt zunächst ein Zuströmen der Luft und des Dampfs von unten her, daher stärkeren Niederschlag und in Folge desselben tieferes Sinken der Wolke, auf welche nun von oben her die kalte Luft eindringt und die Rieselkörner in Luftschichten führt, in denen sie schnell die Grösse der Hagelkörner erreichen. — Olmsted erklärt die Hagelbildung aus dem Zusammentreffen horizontaler Luftströme von sehr ungleicher Temperatur; eine mit Dampf gesättigte tropische Luft, die dem Pole zuströmt, wird, wie der Golfstrom im Meere, in höhere Breiten gelangen, ohne sich beträchtlich abzukühlen, ohne daher Niederschläge zu bilden; trifft aber dieselbe mit einem kalten Polarstrom zusammen, so kann die Temperatur des letzteren so tief sein, dass Riesel entsteht, der sich im Fallen durch vermehrten Niederschlag zu Hagel ausbildet. Es ist klar, dass die beiden Winde locale Gebirgswinde sein können, so dass die Theorie auch auf beschränkte Hagelfälle anwendbar ist. Fournet glaubt dieselbe durch directe Beobachtungen unterstützen zu können. — Nach Kämtz nimmt an Hageltagen die Wärme nach oben ungewöhnlich schnell ab, weil die hohe Wärme in der Nähe des Bodens sich, wegen grosser Ruhe der Atmosphäre, nicht in die Höhe erstreckt; hiedurch wird ein aufsteigender Luftstrom veranlasst; in der oberen Atmosphäre zeigen sich vorher schon Cirri, in der tieferen entstehn horizontale Strömungen durch ungleiche Erwärmung des Bodens und hiedurch Cumuli; werden dann die aus den Cirris entstandenen Rieselkörner durch niedersinkende Luftströme in diese feuchten Schichten geführt, so bilden sie Hagel. — Abgesehn von der noch nicht genügend nachgewiesenen Ursache der plötzlichen Kälte, vereinigen sich die neueren Ansichten darin, dass die Hagelkörner ursprünglich Rieselkörner seien, an welche in den tieferen dampfreichen Luftschichten Dämpfe oder Dunstbläschen anfrieren, oder auch wohl abwechselnd Dämpfe und Schnee; die birnförmige Gestalt entsteht durch den stärkeren Ansatz von Eis an die untere Fläche der Körner, wodurch nach kurzem Fallen die Rotation derselben aufgehoben werden muss.

Literatur: Wallis, *letter conc. the generation of hail*, *Ph. Tr.* 1697; Barberet, *s. l. nature et la formal. de la grêle*, *M. de Dijon I*; A. Volta, *s. grandine*, *Brugnatelli*, *G. di Fis.* 1808, > *J. de Phys. LXIX*, 1809, >

Gehlen J. VII; Prechtl, *Beitr. z. elektr. Met., Gehlen J. VII*, 1808; Bellani, *s. Grandine, Brugnatelli G. di Fis. X*, 1818; v. Buch, *über den Hagel, Berl. Ak.* 1814; Brandes, *Bemerk. über Regen, Gewitter und Hagel, Beitr. z. Witterungsk.*, 1820; Schübler, *über Gewitter und Schlossen in Würtemb., Schweigg. N. F. XIV*, 1825; Ideler, *über den Hagel, Poggd. XVII*, 1829; Olmsted, *über die Urs. der Hagelwetter, Americ. J. of Sc. XVIII*, 1830, > *B. univ.* 1830, > *Schweigg. LXI*, 1831; Muncke, n. G. Art. *Hagel*; Kämtz, *Lehrb. der Met. II*, 1832; Fournet, *faits pour servir à la théorie de la grêle, Ann. de Lyon*; Genevois, *teoria della grandine*, 1840.

D. Atmosphärischer Druck.

142. Einfluss der Temperatur.

Die ungleich erwärmte und hiedurch in steter Bewegung befindliche Atmosphäre muss auch in dem von ihr ausgeübten Druck Veränderungen zeigen; die Quecksilberhöhe des Barometers, die jenen Druck misst, wird bald höher, bald tiefer stehn, je nachdem die Tension der Luft, in der es sich befindet, oder das Gewicht der Luftsäule, der jene Tension entspricht, grösser oder geringer ist. Es ist im Fusspunkt der Axe des aufsteigenden Luftstroms (fig. 1, S. 378), der Druck geringer als ausserhalb, weil die Bewegung der Schwere entgegenwirkt, und weil die aus wärmerer und daher leichterer Luft bestehende Luftsäule um die in der Höhe abströmende Luft vermindert wird; es wird ferner diese Abnahme des Drucks sich bald auch vom Fusspunkt aus weiter verbreiten, weil die in der Tiefe zuströmende dichtere Luft in der Höhe durch die von der Axe abströmende leichtere Luft ersetzt wird. Das Umgekehrte findet statt, wenn (fig. 2) die Luft einer Kälte erzeugenden Stelle zuströmt. Im Allgemeinen sinkt also das Barometer, wenn die Temperatur steigt, es steigt, wenn die Temperatur sinkt; und die Wirkung ist dieselbe, ob das Barometer sich an der Quelle der Temperatur selbst, oder ausserhalb befinde; es sinkt, wenn in der Verticale desselben kältere Luft durch wärmere verdrängt wird, es steigt, wenn kältere Luft an die Stelle wärmerer tritt.—Je beschränkter in Zeit und Raum eine Erhöhung oder Erniedrigung der Temperatur ist, desto geringere Verbreitung in horizontalem und verticalem Sinn erhält die durch sie bewirkte Störung des Gleichgewichtes, desto schwächer ist ihr Einfluss auf das Barometer. Die täglichen Aenderungen der Temperatur, oder locale Ungleichheiten derselben üben nur geringen Einfluss aus, da sie sich

grösstentheils auf die tiefere Atmosphäre beschränken; eine beträchtliche Einwirkung lässt sich dagegen von dem Gegensatz der Temperatur der Meere und Continente, der verschiedenen Zonen und Hemisphären, erwarten, und es ist bereits früher (I, 66) der schwächere atmosphärische Druck in der Nähe des Aequators, in der Zone des aufsteigenden Luftstroms, und die Zunahme dieses Drucks in der Zone der Wendekreise, wo der rückkehrende Passat sich noch in der Höhe erhält, auf diese Ursache zurückgeführt worden. Kämtz hat jenes Gesetz nach den gleichzeitigen Beobachtungen der Temperatur und des Barometerstandes von vier in den verschiedensten Lagen befindlichen Orten, Bagdad, Ofen, Cambridge, Eyafiord geprüft, und vollkommen bewährt gefunden; es zeigte sich, dass im Mittel einer Veränderung von 1‴ im Stande des Barometers eine Veränderung im entgegengesetzten Sinn von $0^0,57$ im Stande des Thermometers entspricht, einer barometrischen Veränderung von 5‴ eine entgegengesetzte thermometrische von $3^0,36$.

Die Temperatur wirkt durch ihren Einfluss auf die Hydrometeore auch mittelbar auf die Barometerhöhe ein. Der Druck der trocknen Atmosphäre wird vermehrt durch denjenigen des zu ihr tretenden Wasserdampfs, und die grosse Ungleichheit im Betrag dieses Dampfgehaltes muss entsprechende Schwankungen in der Höhe des Barometers erzeugen. Der absolute Dampfgehalt der Atmosphäre aber und der davon abhangende Druck steigt und fällt mit der Temperatur, während der directe Einfluss der Temperatur auf das Barometer eine umgekehrte Wirkung hat, und es ist möglich, dass, bald dieser directe Einfluss, bald der des Dampfgehaltes vorherrschend, bald der eine durch den anderen compensirt wird. Die von Kämtz erhaltenen Resultate scheinen jedoch zu beweisen, dass in der Regel der directe Einfluss der Wärme grösser ist, als derjenige des Dampfgehaltes.

Die Herleitung der Schwankungen des Barometers ist seit der Entdeckung dieses Instruments eine der wichtigsten aber zugleich der verwickeltsten Aufgaben der Meteorologie gewesen. De Luc, *recher. s. l. modif. de l'atm. I*, 1784, gibt Kenntniss von den Erklärungen von Pascal, Perrier, Beal, Wallis, Garcin, Garden, Lister, Halley, Garsten, de la Hire, Mariotte, le Cat, Woodward, Leibnitz, de Mairan, Hamberger,

D. Bernoulli, Musschenbroek, und, nachdem er das Ungenügende derselben nachgewiesen, entwickelt er, *Modif. de l'Atm.*, *III*, seine eigene Theorie, nach welcher die atmosphärische Luft durch die Aufnahme des leichteren Wasserdampfs, der sie theilweise verdrängt, an Gewicht verliert, daher das Barometer vor dem Regen fällt, nach demselben wieder steigt. De Saussure, *hygrometrie*, 1783, widerlegt diese Ansicht und findet die vorherrschende Ursache der barometrischen Schwankungen in der Erwärmung der Atmosphäre und besonders in den Winden, deren Einfluss auf die Temperatur sich in weit grössere Höhen erstrecke, als der directe Einfluss der Sonne. De Luc, *Idées s. l. met. II*, 1787, gab später selbst die Unhaltbarkeit seiner Theorie zu. Mit der Ansicht von de Saussure stimmt wesentlich überein Ramond, *Mém. sur la formule barom.* 1811. „Die Oberfläche der Atmosphäre, sagt derselbe, strebt stets sich ins Niveau zu setzen, und das Gewicht der Luftsäulen verändert sich mit der Dichtigkeit der atmosphärischen Luftschichten; die Aenderungen der Temperatur bewirken vorzugsweise diese Ungleichheit der Dichtigkeit; jede Aenderung der Temperatur erzeugt einen Wind oder stammt her von einem Wind, welcher die Temperatur und Dichtigkeit der Stelle, wo er entsteht, weiter trägt; diese Winde sind vertical, schief oder horizontal; im letzten Fall geht ihr Einfluss auf das Barometer hervor aus der Differenz zwischen ihrer Dichtigkeit und derjenigen der verdrängten Luft; sind sie vertical, oder schief, so tritt zu diesem Einfluss noch derjenige ihrer auf- oder niedersteigenden Geschwindigkeit.« Dieser Einfluss, den die Winde durch ihre Temperatur auf das Barometer ausüben, ergab sich deutlich aus den Arbeiten von Burckhardt, *Zach, mon. Corr. III*, 1801, von Buch, *über barometrische Windrosen*, *Berlin. Akadem.* 1818, Buek, Schouw, Eisenlohr, Kupffer, über den Einfluss der Winde auf die Barometerstände in Paris, Berlin, Hamburg, Kopenhagen, Karlsruhe, Petersburg. Auch Dove, *Beitr. zur Met.*, 1837, und Kämtz, *Lehrb. der Met. II*, 1832, erkennen in der Temperatur und in den Winden die Hauptursache der Schwankungen des Barometers, darin jedoch von einander abweichend, dass der erstere geneigt ist, wie früher de Luc, dem Wasserdampf einen etwas grösseren Einfluss zuzuschreiben, als Kämtz, der sich näher an de Saussure anschliesst. Hopkins, *l'Institut XII*, 1844, will den Dampfgehalt wieder als den Hauptfactor anerkennen. In neuester Zeit hat Peltier, *rech. sur la cause des variations barom.*, *Mém. de Bruxelles*, *XVIII*, 1845, eine Alles umfassende Theorie der barom. Schwankungen aufgestellt, und als Princip derselben, wie viele Meteorologen des vorigen Jahrhunderts, die Elektricität anerkannt, die in umgekehrtem Verhältniss mit dem relativen Dampfgehalt zu- und abnimmt, die Lufttheilchen mehr oder weniger von einander entfernt, die Dichtigkeit der Luft also vermindert oder vermehrt. Quételet, *Bullet. de l'Ac. de Brux.*, 1845, spricht sich in dem Bericht über die Arbeit von Peltier dahin aus, dass noch keine der bis jetzt versuchten Theorien über die Schwankungen des Barometers als befriedigend betrachtet werden könne.

143. Umfang der Schwankungen.

Die enge Verbindung des Barometerstandes mit der Temperatur geht auch hervor aus der nicht zu verkennenden Abhängigkeit des Spielraums der barometrischen Schwankungen von dem Spielraum der Temperatur. Zwischen den Tropen, wo vorherrschend nur der Wechsel von Tag und Nacht Veränderungen der Temperatur erzeugt, die sich, ihrer schnellen Aufeinanderfolge wegen, nicht in grosse Höhen erstrecken können, ist der Umfang der Schwankungen des Barometers auf wenige Linien beschränkt. Es wächst dieser Umfang mit steigender Breite und beträgt schon in mittleren Breiten, wenn man die absoluten Extreme vergleicht, mehrere Zoll; es kamen z. B. in Mailand, während 81 Jahren, als höchster und tiefster Barometerstand vor, 29^z,041 (Feb. 1821) und 27^z,024 (Jan. 1805), mit der Differenz von 2^z,017; in Bern, während der Jahre 1826 bis 1836 als höchster Stand 26^z,98 (28. Dec. 1834), als tiefster 25^z,54 (9. Dec. 1830), mit der Differenz von 1^z,44; in Karlsruhe, während eines 41jährigen Zeitraums, 28^z,797 (9. Febr. 1821) und 26^z,350 (23. März 1782), deren Differenz 2^z,447 ist; in Petersburg betrug die grösste Differenz während 19 Jahren 2^z,432. Es steigt jedoch offenbar die Wahrscheinlichkeit grosser Abweichungen vom Mittel mit der Anzahl der Beobachtungsjahre, so dass die Vergleichung der aus den absoluten Extremen abgeleiteten Differenzen kein sicheres Resultat geben kann. Man hat es daher vorgezogen, statt des Spielraums der absoluten Extreme eines unbestimmten Zeitraums, denjenigen der mittleren monatlichen Extreme zu bestimmen, da derselbe nach einer nicht sehr langen Reihe von Jahren sich ziemlich constant zeigt, und, nach den Berechnungen von Kämtz, ergeben sich für die verschiedenen Zonen folgende Mittelwerthe der monatlichen Oscillationen:

Breite.	Zahl d. Orte.	Spielraum.
0°— 10	1	1‴,32
10 — 20	2	2,13
20 — 30	5	3,74
30 — 40	8	6,00
40 — 50	25	9,23
50 — 60	29	11,69
60 — 70	6	13,68

Wegen der sehr ungleichen Zahl der Orte, deren Mittelwerthe diesen Bestimmungen zum Grunde gelegt werden konnten, ist die Zuverlässigkeit derselben nicht gleich gross; doch tritt die Zunahme des Spielraums mit steigender Breite klar hervor. Vergleicht man indess Orte, die ungefähr gleiche Breite, aber verschiedene Länge haben, so zeigen sich beträchtliche Differenzen, wie sich diess aus der Ungleichheit der Temperaturverhältnisse an verschiedenen Orten desselben Parallelkreises erwarten lässt. So sind die Schwankungen in Göttingen (51°,32′ N), Tomsk (59°,39′ N) und Jakuzk (62°,2′ N) beinah gleich; in Rom (41°,53′ N) dagegen beträgt der Spielraum 7‴,60, in New-Bedford (41°,59′ N) 11‴,37. Es verbindet daher Kämtz zu besserer Uebersicht alle Punkte, deren mittlerer Spielraum der monatlichen Oscillationen gleich gross ist, durch Curven, die er als isobarometrische Linien in das meteorologische Curvensystem einführt. Die isobarometrischen Linien der nördlichen Halbkugel steigen im Allgemeinen, wie die Isothermen, von Amerika gegen Osten hin in höhere Breiten und zeigen gegen die Polarzone zu, wie jene, eine Neigung zwei Systeme in sich geschlossener Curven zu bilden, deren Pole aber nicht im Norden beider Continente, sondern in den dazwischen liegenden Meeren zu liegen scheinen. Der Winter eines Ortes kann als eine Versetzung desselben in eine höhere, der Sommer als eine Versetzung in eine niedrigere Breite betrachtet werden; es lässt sich daher in den Wintermonaten eine Zunahme, in den Sommermonaten eine Verminderung der barometrischen Schwankungen erwarten. So verhält es sich wirklich, und der Gegensatz tritt, wie derjenige der Jahreszeiten selbst, um so stärker hervor, je mehr die Orte sich vom Aequator entfernen; man erhält nämlich für den mittleren monatlichen Spielraum in den beiden extremen Jahreszeiten folgende Werthe:

Breite.	Winter.	Sommer.
0° — 10°	1‴,24	1‴,20
10 — 20	2,23	1,85
20 — 30	4,44	2,79
30 — 40	7,41	4,47
40 — 50	11,99	6,26
50 — 60	14,63	8,28
60 — 70	15,78	9,45

Es bewährt sich diese Abhängigkeit des Umfangs der Schwankungen des Barometers von denjenigen des Thermometers auch in der Abnahme der ersteren in grösseren Höhen, wie sich diess aus folgender Zusammenstellung ergibt:

Orte.	Höhe.	Spielraum.
Padua	77′	8‴,87
Mailand	430	8,53
S. Gotthard	6450	7,96
S. Bernhard	7680	7,77
Bern	1688	8,20
Basel	830	8,97

Nach demselben Gesetz sollte der barometrische Spielraum der Insel- uud Küstenklimate geringer sein, als derjenige der Continentalklimate. Es scheint jedoch eher das Gegentheil statt zu finden. In Europa wenigstens und in dem angrenzenden Asien wird, nach Kämtz, der Umfang der Barometerschwankungen immer kleiner, je weiter auf dem gleichen Breitenkreis man von Westen gegen Osten vordringt.

144. Einfluss der Winde.

Berechnet man für einen Ort aus mehrjährigen Beobachtungen den mittleren Barometerstand bei jedem der acht Hauptwinde, so erhält man die barometrische Windrose des Ortes, und die Vergleichung derselben mit der thermischen Windrose bestätigt im Allgemeinen die Regel, dass die wärmeren Winde mit den tiefsten, die kälteren Winde mit den höchsten Barometerständen zusammentreffen. Das Barometer fällt bei warmen Winden, weil die herströmende leichtere Luft geringeren Druck ausübt und durch das Erkalten an Elasticität verliert, es steigt aus dem umgekehrten Grunde bei kalten Winden. Es folgen hier, nach Kämtz, die barometrischen Windrosen für dieselben Orte, für welche früher p. 405 die thermischen gegeben wurden; zu allen Zahlen sind 300‴ zu addiren.

Orte.	N	NO	O	SO
London	36,55	37,22	36,43	35,50
Paris	36,50	36,68	35,68	34,26
Karlsruhe	34,72	34,97	34,51	33,50
Hamburg	36, 4	36, 8	36, 3	36, 2
Moscau	29,40	30,28	29,77	28,81
	S	SW	W	NW
London	34,41	34,80	35,70	36,03
Paris	33,87	34,03	34,94	35,92
Karlsruhe	32,78	33,39	33,66	34,30
Hamburg	34, 9	34, 6	35, 5	36, 2
Moscau	28,32	28,19	28,51	28,82

Hieraus ergeben sich folgende Werthe für die Punkte des Horizonts, deren Winde den höchsten und tiefsten Barometerständen entsprechen:

Orte.	Schwerster Wind.	Leichtester Wind.	Differenz.
London	N 47 O	S	2‴,58
Paris	N 24 O	S 3 W	2,52
Karlsruhe	N 43 O	S 3 W	2,11
Hamburg	N 72 O	S 34 W	2,21
Moscau	N 53 O	S 13 W	1,95

Die Uebereinstimmung dieser Werthe mit denjenigen der S. 405 ist indess nur eine allgemeine. Es zeigt sich offenbar, dass zwar die Temperatur der Winde vorzugsweise auf den Barometerstand einwirkt, dass aber auch andere Factoren grossen Einfluss ausüben. Man kann einen dieser Factoren in dem ungleichen Dampfgehalt finden, indem, wie aus den S. 419 mitgetheilten Werthen für Paris hervorgeht, auch die Azimuthe der atmischen Windrose nicht immer mit denjenigen der thermischen übereinstimmen. Kämtz glaubt, dass durch das gegenseitige Aufstauen entgegengesetzter Winde häufig ein höherer Luftdruck erzeugt werde, als jedem der

beiden Winde für sich zukommen würde. Eine nicht zu übersehende Ursache ist wohl auch in der ungleichen Luftmasse zu suchen, die von den einzelnen Winden hergeführt wird. Wenn in London z. B. der kälteste Wind, aus N, nur in der tieferen Atmosphäre, der NO dagegen bis in die oberen Höhen derselben herrscht, so ist klar, dass das Barometer bei diesem höher stehn wird, als bei jenem. Es ist endlich zu berücksichtigen, dass in der thermischen Windrose auch locale Winde, die auf die tiefere Atmosphäre beschränkt sind, sich geltend machen, auf das Barometer aber nur geringen, oder gar keinen Einfluss ausüben. An mehreren Orten kommen daher allerdings beträchtliche Abweichungen zwischen beiden Windrosen vor. In Wien und Ofen steht das Barometer tiefer bei O, als bei NO und SO Winden; in Petersburg fällt das Minimum der Barometerhöhe beinah auf NO; zu Bossecop, am Altenfjord in Finmarken, fällt das Barometer mit den kältesten und steigt mit den wärmsten Winden, wie aus folgender Tafel hervorgeht, die allerdings nur auf einer Beobachtungsreihe von eilf Wochen beruht.

	Temperat.	Baromet.
N	−5°,36	742mm,9
NO	− 6,92	753,2
O	−10,30	743,1
SO	−11,15	740,9
S	− 5,69	740,5
SW	− 1,68	744,8
W	− 2,28	746,7
NW	− 4,58	745,6

Das Barometer steht also hier tiefer bei Landwinden, als bei Seewinden, und dasselbe findet am Ausfluss des La Plata statt, während Kämtz umgekehrt aus den Beobachtungen in Europa, Nordamerika und China das allgemeine Gesetz folgert, dass mit Landwinden der Luftdruck sein Maximum, mit Seewinden sein Minimum erreiche. — Abgesehn von der Temperatur ist aber das Zusammentreffen eines besonderen mittleren Barometerstandes mit

jedem der acht Hauptwinde eine für eine grosse Zahl von Orten in Mittel- und Nordeuropa sich bestätigende Thatsache, und das Barometer zeigt mit grösserer Sicherheit den in der Atmosphäre vorherrschenden Wind an, als die Windfahne, die nur durch die Strömung einer einzelnen tieferen Luftschicht bewegt wird. In Verbindung mit dem Drehungsgesetz der Winde lässt sich daher für die nördliche Halbkugel die allgemeine Regel aufstellen: das Barometer fällt bei O, SO und S Winden, geht bei SW aus dem Fallen ins Steigen über, steigt bei W, NW und N Winden und geht bei NO aus dem Steigen ins Fallen über (Dove). — Es muss jedoch bereits in den wenigen oben angeführten Windrosen die geringe Differenz der tiefsten und höchsten Stände auffallen, wenn man damit den weit grösseren monatlichen Spielraum (472) dieser Breiten vergleicht, und nimmt man an, dass in niedrigeren Breiten der Einfluss der Winde in gleichem Verhältniss zu dem monatlichen Spielraum stehe, so muss er hier verschwindend klein werden. Diess scheint auch bereits in Mailand statt zu finden, für welches sich aus den Beobachtungen für 1820 folgende barometrische Windrose ergibt:

N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
333‴,1	333,2	333,0	333,1	333,8	333,0	333,6	332,4

so dass das Maximum, das auf den wärmsten Wind fällt, vom Minimum nur um 1‴,4 abweicht. Beide Winde sind aber in Mailand die seltensten, und in vieljährigen Mitteln würde die Differenz wahrscheinlich noch kleiner ausfallen; die zwei häufigsten, beinah entgegengesetzten Winde aber, O und SW, erzeugen gar keine Differenz in den barometrischen Mitteln. Es ist möglich, aber keineswegs noch erwiesen, dass diese Ausgleichung der Barometerstände bei den einzelnen Winden nur auf der Unvollkommenheit unserer Beobachtungen der Windesrichtung beruht, dass die Windfahne, an den einen Orten häufiger als an anderen, nur locale Winde anzeigt, die von dem allgemein herrschenden Wind in jedem Sinn abweichen können, einstweilen jedoch ist auch die Vermuthung von Brandes u. a., dass die Natur noch andere Mittel kenne, als Wärme und Winde, um auf den Luftdruck einzuwirken, nicht als widerlegt zu betrachten.

Literatur: Lambert, *gel. Briefwechsel, IV*, 1777; Burckhardt, *über den Einfluss des Windes etc.*, *Zach, mon Corr. III*, 1801; Ramond, *M. sur la form. barom.*, 1811; von Buch, *über barom. Windrosen, Berl. Ak.* 1818; —, *über tiefe Barometerstände, Gilb. Ann.* 1821—25; Dove, *meteor. Unters über die Winde, Poggd. XI*; —, *met. Unters.* 1837; —, *Repertor. IV*, 1841; Kämtz, *Lehrb. der Met. II*, 1832; —, *cours de météorol. p.* Martins, 1843; Muncke, n G. Art. *Meteorologie* und *Wind.*

145. Barometerstand bei Stürmen.

Da die Schwankungen des Barometers sowohl, als die Winde, aus Störungen des atmosphärischen Gleichgewichts hervorgehn, so kann es nicht unerwartet sein, wenn das Bestreben der Atmosphäre, ihr Gleichgewicht wieder zu erlangen, sich um so stärker äussert, je grösser die Störung ist, wenn also der Wind um so heftiger einfällt, je mehr das Barometer von seinem mittleren Stande abweicht. Ein ungewöhnlich geringer Luftdruck ruft Unterströme schwererer Luft hervor, während das durch einen zu hohen Druck gestörte Gleichgewicht sich durch ein Abfliessen in der Höhe herstellt; der erstere entsteht aus einer relativ zu geringen, der letztere aus einer zu grossen Dichtigkeit der Luft in der atmosphärischen Säule. Daher geht an der Erdoberfläche den Sturmwinden in der Regel ein starkes Fallen des Barometers vorher, und während der Sturm tobt, oder nach demselben steigt das Barometer; die Ausgleichung nach zu hohen Barometerständen dagegen findet in der oberen Atmosphäre statt und ist der Beobachtung wohl meist entzogen. In welcher Beziehung zum Barometer die furchtbar heftigen Sturmwinde stehn, die nicht selten auf hohen Gebirgen vorkommen, während gleichzeitig in der Tiefe der Wind verhältnissweise sich schwach zeigt, ist nicht bekannt. — In allen Zonen werden von Seefahrern tiefe Barometerstände als Vorzeichen von Sturmwinden betrachtet. Krusenstern verdankte in vielen Fällen der Beobachtung des Luftdrucks die Rettung seines Schiffes; Scoresby fand die Regel unter 18 Fällen 17 mal bestätigt; vor dem heftigen Orkan auf Isle de France, im Februar 1771, fiel das Barometer um mehr als 2 Zoll; vor dem Orkan von 1804 bei Japan sah Krusenstern das Barometer in 5 Stunden um 2¼ Zoll fallen; auf Porto Rico sank dasselbe, vor dem Orkan des 2 Aug. 1837, um 21 Linien. — Ein gestörtes Gleichgewicht, das sich wie-

der herzustellen strebt, erzeugt Oscillationen, die sich um so weiter nach der einen Seite hin von der Lage des Gleichgewichts entfernen, je grösser die Störung nach der anderen hin gewesen ist. Auf ungewöhnlich tiefe Barometerstände folgen daher nicht selten sehr hohe, und von Buch führt es als eine allen Meteorologen bekannte Thatsache an, dass die äussersten Extreme der tiefen und hohen Stände gewöhnlich nur wenige Tage aus einander liegen. —

Auf die Thatsache, dass barometrische Minima den Sturmwinden vorhergehn, stützt sich die von Brandes und Espy vorgetragene Erklärung der Orkane, als centripetaler Strömungen der Luft nach den Gegenden, wo das Barometer am tiefsten steht. Der auffallend tiefe Stand des Barometers in der Schweiz, den 12. März 1783, hat nach Brandes den Sturm erzeugt, der in der Nacht vom 11. zum 12. März in 3 Stunden den Weg von Neapel bis Venedig zurückgelegt haben soll; er fand auch, dass diese Stellen der barometrischen Minima in der Regel von West nach Ost über Europa wegziehn, ohne jedoch eine Ursache dieser fortschreitenden localen Verminderung des Luftdrucks angeben zu können. Nicht nur der Sturm schreitet aber in Europa gegen O fort, sondern der Wind selbst ist gewöhnlich SW oder W, während die schwereren Winde aus O und NO wehen würden. Kämtz, der ebenfalls die Störung des atmosphärischen Gleichgewichts als die Ursache der Stürme, wie der Winde überhaupt, betrachtet, leitet diese Störung von Ungleichheiten der Temperatur her, deren Gegensätze oft durch grosse Entfernungen getrennt sein könnten; die Stürme sind ihm verstärkte Continentalwinde. Sind aber die Orkane, nach der Ansicht von Dove und Redfield (S. 399), als fortschreitende Wirbel, wesentlich von den gewöhnlichen, geradlinigt fortschreitenden Winden verschieden, so erhält der Zusammenhang des tiefen Barometerstandes mit dem Sturm eine ganz andere Bedeutung, der letztere erscheint als Ursache, der erstere als Wirkung. In Folge der Rotation nämlich muss die Luft sich von der Axe entfernen und einen nach oben sich erweiternden Trichter bilden, daher im Fuss der Axe und um diesen herum das Barometer um so stärker fallen muss, je grösser die Geschwindigkeit der wirbelnden Bewegung ist.

Literatur: s. S. 399.

146. Verhältniss des Luftdrucks zur Witterung.

Der Zusammenhang der Winde, einerseits mit der Witterung, andererseits mit dem Barometerstande vermittelt eine Beziehung zwischen den zwei letzten Factoren, die oft irrig als eine directe

aufgefasst wird; das Barometer steigt oder fällt vor dem Regen, je nachdem an dem Orte, wo man beobachtet, der dem Regenwind entsprechende Barometerstand höher oder tiefer ist, als der mittlere des Ortes. Für den grösseren Theil von Europa kommen die Regenwinde aus SW und W, als feuchte Seewinde, und diese Winde sind zugleich die leichtesten, weil sie aus dem rückkehrenden Passat hervorgehn, das Barometer fällt daher vor dem Regen; die NO und O Winde dagegen sind trockne Landwinde und schwer, als directer Passat, daher steigendes Barometer hellen Himmel ankündigt. An den Küsten von Neu-Holland dagegen und am Ausfluss des La Plata fällt das Barometer, wenn die heissen und trocknen Landwinde wehen, es steigt dagegen unter dem Einfluss der feuchten Seewinde. So steht auch zu Bossekop das Barometer höher bei den Regen bringenden Seewinden aus N und W, als bei den trocknen Landwinden aus S und O. An Orten, wo, wie in Mailand, das Barometer in keiner deutlich hervortretenden Verbindung mit den Winden steht, kann auch sein Stand bei Regen im Mittel nicht merkbar von dem bei heller Witterung abweichen, sofern der Regen häufiger mit den einen, als mit den anderen Winden verbunden ist. Dasselbe indifferente Verhältniss zwischen Barometerstand und Witterung muss in Moscau und Petersburg aus dem umgekehrten Grunde statt finden, weil nämlich daselbst die Regenfälle sich beinah gleichmässig auf alle acht Winde vertheilen. Es wird aber auch in Gegenden, wo in der Regel das Barometer auf die Witterung schliessen lässt, an häufigen Ausnahmen nicht fehlen. Da der Regen aus einer Mengung ungleich erwärmter Luftschichten hervorgeht, so kann jede Veränderung der Windesrichtung Niederschläge bringen, während das constante Anhalten eines jeden Windes helle Witterung erzeugen kann. Ist in unseren Gegenden nach unbeständiger Witterung der Westpassat herrschend geworden, so fällt oft das Barometer noch tiefer, während gleichzeitig der Himmel sich vollständig aufhellt; erst bei steigendem Barometer, in Folge eingreifender Nord- und Ostwinde, folgt Trübung des Himmels und Niederschlag, vorübergehend, wenn das Steigen anhält und der Ostpassat den Westwind zu verdrängen vermag, längere Zeit anhaltend, wenn der Kampf der Winde mit abwechselndem Erfolg sich fortsetzt, und das Ba-

rometer zwischen Steigen und Fallen schwankt. Fällt dagegen, nach längerer trockner Witterung, das Barometer, so erscheinen bald auch Cirri, Anzeigen des in der Höhe übergreifenden Westwindes, es kann aber noch mehrere Tage hell bleiben, weil die Niederschläge sich bald wieder in der tieferen trocknen Luft auflösen, und erst wenn die relative Feuchtigkeit der ganzen Atmosphäre sich dem Maximum nähert, und der tiefe Stand des Barometers das Vorwalten westlicher Winde anzeigt, fällt Regen. Es regnet also bei herrschendem Westwind, wenn das Barometer steigt, bei herrschendem Ostwind, wenn das Barometer fällt. Bei jedem Wind steht das Barometer während des Regens unter dem mittleren Stand, der dem Wind entspricht; es ist z. B. in Berlin der Barometerstand im Mittel bei

	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
330‴ +	6,32	6,62	6,36	4,55	3,06	3,61	5,13	5,85
u. bei Regen	4,42	5,10	5,17	3,03	2,10	2,56	4,18	5,04

Der mittlere Stand bei Nord- und Ostwinden zeigt nämlich den ersten Eintritt der Süd- und Westwinde an, der noch keinen Regen zur Folge hat, welcher erst dann fällt, wenn die Regenwinde vorzuherrschen beginnen und das Barometer noch tiefer sinkt. Bei Süd- und Westwinden erhält sich das Barometer auf seiner mittleren Höhe, wenn durch höhere Temperatur die Elasticität noch ungeschwächt ist, es fällt unter dieselbe, wenn die Erkältung durch nördliche Winde Niederschlag und zugleich Verminderung der Elasticität erzeugt.

Unter den älteren Erklärungen des Zusammenhangs der Witterung mit den Schwankungen des Barometers hat diejenige von de Luc (427) sich am längsten behauptet; sie beruht auf der irrigen Voraussetzung, dass überall, wie in Mitteleuropa, tiefes Barometer Regen, hohes Barometer hellen Himmel anzeige und auf unrichtigen Ansichten über die Mengung von Gasen und Dämpfen. Es glaubt de Luc, die mit Wasserdampf gemengte Atmosphäre übe desshalb geringeren Druck aus, als die trockene, weil der Wasserdampf specifisch leichter sei, als trockne atmosphärische Luft (16), und eine Aufnahme von Wasserdampf die Verdrängung trockner Luft zur Folge haben müsse; aus dem mit der Breite zunehmenden Unterschied des Dampfgehalts in den extremen Jahreszeiten leitete er die Zunahme der barometrischen Schwankungen und des Wechsels der Witterung ab. In neuerer Zeit hat Schübler noch dieser Ansicht beigepflichtet.

Die jetzt gewöhnlich geltende Erklärung des Zusammenhangs der barometrischen Schwankungen mit der Witterung hat besonders Dove, dem auch Kämtz folgt, näher entwickelt. Saigey leitet die atmosphärischen Niederschläge nicht von der Mengung ungleich erwärmter Luftmassen, sondern, analog dem Dunst, der sich in der verdünnten Luft der Luftpumpe bildet, aus der Erkältung durch Luftverdünnung ab; das Barometer fällt, weil das Gewicht der Luftsäule durch das Wegströmen eines Theiles derselben vermindert worden ist, die grosse Ausdehnung der zurückbleibenden Luft erzeugt Erkältung, und diese wird in einer mit Dampf angefüllten Atmosphäre Ursache von Niederschlägen.

Literatur; s. S. 427; Schübler, *Grunds. der Meteorol.*, 1831; Dove, *Zusammenh. der Hygrometeore mit den Veränd. der Temp. und des Barometers*, *Poggd. XIII*, 1828; Saigey, *physique du globe*, 1842.

147. Verbreitung der barometrischen Schwankungen.

Wie alle Veränderungen der Atmosphäre, sie mögen die Temperatur, die Winde, oder die Witterung betreffen, stimmen auch die Schwankungen des Barometers bald nur innerhalb kleinerer Bezirke überein, bald zeigen sie einen nahezu gleichförmigen Gang in grossen Ländern und ganzen Continenten. Die stärkeren Bewegungen, die in den barometrischen Curven als Wendepunkte hervortreten, sind in der Regel von letzterer Art, so dass die Curven von Orten, die Hunderte von Meilen aus einander liegen, auffallend ähnlich erscheinen. Das Barometer steigt und fällt auf allen Punkten dieser Bezirke beinah gleichzeitig, oder es wächst das Zeitintervall der Bewegung mit der Entfernung, so dass man die Schwankungen des Drucks der Atmosphäre mit Wellen vergleichen kann, die im Luftmeer, wie etwa im Ocean die Wellen der Ebbe und Fluth, fortschreiten. In der Geschichte der Witterung des Jahres 1783 hat Brandes viele Beispiele von beschränkter wie von ausgedehnter Verbreitung der Schwankungen angeführt. Bald differirt der Stand in Petersburg von dem in Tornea oder Kopenhagen, oder derjenige in Rom von dem in Marseille, um mehrere Linien, das Barometer steht an dem einen dieser Orte über, an den anderen gleichzeitig unter dem Mittel, bald fällt es in Italien und im ganzen südlichen Deutschland, während es im nördlichen Deutschland und in Skandinavien steigt, bald ist es in

ganz Europa, von Portugal bis Petersburg, gleichzeitig gefallen. Die ungewöhnliche Höhe des Barometers im Februar 1821 erreichte ihr Maximum in England, Frankreich, Dänemark, Deutschland in den Morgenstunden des 6. Febr., in der Schweiz und in Italien in den Morgenstunden des 7. Febr. In demselben Jahr fiel in ganz Europa das Barometer in der Nacht vom 24. auf den 25. Dec. tiefer, als es je seit 50 Jahren gestanden hatte; das Minimum traf ein auf dieselbe Stunde, 2^h Morg., in Dieppe und Genf und wahrscheinlich auch auf dem Gr. Bernhard, ferner in Tolmezzo bei Udine; während ein Sturmwind, bei einer Geschwindigkeit von 60′ in 1″, die gerade Linie zwischen Dieppe und Genf in 8¼ Stunden, zwischen Dieppe und Tolmezzo in 14 Stunden erst zurücklegen würde. — Die durch Herschel und Quételet an einer grossen Zahl von Orten veranstalteten stündlichen Beobachtungen, in den Tagen der Aequinoctien und Solstitien, weisen auf barometrische Wellen hin, die sich gleichzeitig über den grösseren Theil von Europa ausdehnen, und es schliesst Birt auf eine Geschwindigkeit des Fortschreitens dieser Oscillationen von 25 bis 31 Meilen in der Stunde, oder 40 bis 50 Fuss in 1″; mehrere Wellensysteme schreiten oft gleichzeitig in verschiedenen Richtungen fort und kreuzen sich, ohne sich zu stören.

Die Bestimmung von Höhenunterschieden vermittelst des Barometers setzt voraus, dass der Luftdruck auf der oberen Station demjenigen gleich sei, der in gleicher verticaler Höhe über der unteren statt findet, dass also eine Veränderung des Drucks auf der unteren Station gleichzeitig und verhältnissmässig auch den Barometerstand auf der oberen modificire. Die Vergleichung der zu verschiedenen Zeiten erhaltenen Höhenunterschiede kann also lehren, ob diese Gleichzeitigkeit der Schwankungen des Barometers wirklich begründet sei oder nicht. Jeder Einfluss, der den Barometerstand der unteren Station im Verhältniss zu dem der oberen zu sehr erhöht, oder erniedrigt, wird einen zu grossen, oder zu kleinen Höhenunterschied erzeugen, während das Umgekehrte statt findet, wenn der Barometerstand der oberen Station zu hoch oder zu tief ist. Die starken Differenzen zwischen den barometrischen Bestimmungen desselben Höhenunterschiedes beweisen, dass selbst auf geringe Entfernungen nicht selten beträchtliche Abweichungen

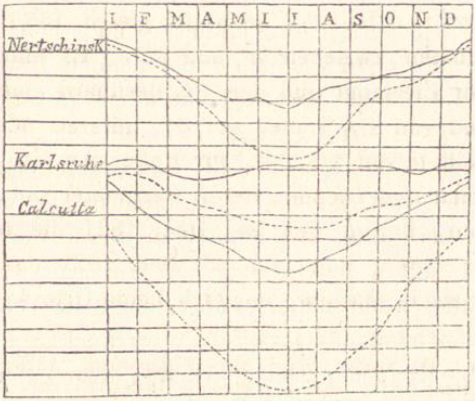
im gleichzeitigen Gange der Barometer vorkommen. — Ramond, der die Winde als die Hauptursache der barometrischen Schwankungen betrachtete, hat den Höhenunterschied Paris—Clermont aus den mittleren Ständen bei den vier Hauptwinden berechnet und bei N Winden 363^m, bei O Winden 351^m, bei S Winden 313^m, bei W Winden 331^m erhalten; die Mittel einzelner Monate gaben als Maximum 377^m, als Minimum 296^m; beträchtlich grössere Differenzen würden sich aus einzelnen Beobachtungen ergeben haben. — Die von Horner und Eschmann berechnete Höhe des Rigi über Zürich schwankt in den einzelnen Bestimmungen zwischen 713^t,5 und 688^t,1. — Die Höhe des Gr. Bernhard über Genf weicht, von Eynard nach monatlichen Mitteln berechnet, in einzelnen Monaten vom allgemeinen Mittel, 2097^m, ab um 43^m. Die Höhendifferenz zwischen Genf und Rolle, im Mittel gleich 15^m,7, schwankt in einzelnen Monaten zwischen 2^m und 33^m. Es entsprechen diese Differenzen für Clermont und den Gr. Bernhard einem fehlerhaften Barometerstand von 1½ Linien auf der unteren oder oberen Station, für den Rigi von 1 Linie, für Rolle von 0,6 Linien (I, 67). Zwischen Zürich und Dieppe, deren Barometer um 10 Linien abweichen sollen, betrug den 24. Dec. 1821 die Differenz nur 4 Linien; in Petersburg stand den 25. Dec. 1821 das Barometer 17 Linien höher als in Harlem, obgleich beide Orte so gut als gleich hoch liegen.

Literatur: Brandes, *Beitr. zur Witterungsk.*, 1820; —, *de repent. variat. in pressione aeris*, 1826; Nell de Bréauté, *var. du barom. à de grandes dist. Bibl. univ. XVIII*, 1821; Pictet, *abaiss. extraord. du bar. B. U.* 1822; Ramond, *formule barom.* 1811; Horner, *Einfluss der Tageszeit auf Höhenbest., Schw. Denkschr. I*, 1833; Eynard, *compar. des hauteurs moy. bar. B. U. XIX*, 1822; Herschel und Birt, *reports of the Brit. Ass. for* 1843 — 1845.

148. Jährliche Periode der Schwankungen.

Die in mittleren und höheren Breiten so stark hervortretenden unregelmässigen Schwankungen des Barometers verdecken andere von geringem Umfang, die an bestimmte Perioden gebunden sind und nur in zweckmässig berechneten Mittelresultaten erkannt werden können. Ein System dieser periodischen Schwankungen, das vom Mondslauf abhängig erscheint, ist bereits früher (I, 39) angeführt worden; auf dasselbe bezieht sich wahrscheinlich

auch die von Birt aus den neueren Beobachtungen gezogene Folgerung, dass in jedem Monat das Barometer zweimal ein Maximum über dem Mittel erreiche. Von der Sonnenwärme sind diese monatlichen Schwankungen jedenfalls nicht abhängig. — In Uebereinstimmung mit dem auf S. 469 festgestellten Princip steht dagegen eine jährliche Schwankung, auf die früher schon Dorta, v. Humboldt und besonders v. Buch aufmerksam gemacht hatten, die aber erst in neuester Zeit durch Kämtz und Dove gründlicher erläutert worden ist. In niederen Breiten steigt und fällt das Barometer in den monatlichen Mitteln, so wie die Temperatur in ihrem jährlichen Gange abnimmt und zunimmt, es erreicht nördlich vom Aequator ein Maximum im Januar und sinkt zu einem Minimum im Juli, wie diess die Curve für Calcutta



zeigt. Die von der Sonne erwärmte Atmosphäre dehnt sich aus, fliesst in der Höhe seitwärts ab und verliert hiedurch an Gewicht. Demselben Gang folgt der Luftdruck, unter dem Einfluss des Continentalklimas, auch in höheren Breiten, z. B. in Nertschinsk, und wohl allgemein im Inneren von Asien. Sehr abweichend aber ist der jährliche Gang in Europa, in Canada (Toronto), an der Nordwestküste von Amerika (Sitka), und wahrscheinlich in allen unter dem Einfluss des Seeklimas stehenden Gegenden mittlerer und höherer Breiten. Die Curve fällt, wie z. B. die für Karlsruhe, von dem Maximum im Januar oder Februar zu einem Minimum im April, hebt sich dann wieder und zieht ziemlich gleichmässig fort bis in den Spätherbst und Winter, wo sie auf ein zweites

aber schwächeres Minimum niedersinkt, sie zeigt also, statt zwei, vier Wendepunkte. Am grellsten tritt dieser Gegensatz hervor in der Curve für Reikiavig auf Island; mit Ausnahme der Depression im Februar und December hält sich dieselbe in den kälteren Monaten auf einer ziemlich gleichen Höhe, in den Sommermonaten aber steigt sie um 3^{mm} über den Stand der Wintermonate. Es erklären sich diese Verhältnisse, nach Kämtz und Dove, aus dem entgegengesetzten Einfluss, den die Temperatur auf die trockne und auf die Dampf-Atmosphäre ausübt. Der Druck der trocknen Atmosphäre vermindert sich, der Dampfgehalt aber vermehrt sich, wenn die Temperatur steigt. In niederen Breiten bleibt der erstere Einfluss stets überwiegend, in Folge der lange anhaltenden hohen Temperatur, er bleibt auch vorwaltend unter höheren Breiten im Inneren grosser und wasserarmer Continente; in dem dampfreichen Seeklima dagegen vermag in mittleren und hohen Breiten die Wärme des Sommers nicht, den zunehmenden Druck der Dampfatmosphäre, die durch den rückkehrenden Passat von niederen Breiten her vermehrt wird, zu überwinden, das Barometer sinkt, dem allgemeinen Gesetz folgend, bis zum Mai, steigt dann wieder unter dem höheren Druck der Dampfatmosphäre und erhält sich in der Höhe, bis gegen den Winter zu dieser Einfluss nachlässt. Bezeichnet man mit y die Ordinate der Jahrescurve, mit a die Ordinate des mittleren Barometerstandes, mit t die Veränderung, die sie durch Ungleichheit des Drucks der trocknen Atmosphäre erleidet, mit d diejenige, die vom ungleichen Druck der Dampfatmosphäre abhängt, so ist

$$y = a \pm (t - d),$$

wo das obere Zeichen für den Winter, das untere für den Sommer gilt. In niederen Breiten nnd über trocknen Continenten ist stets $t > d$, in mittleren und höheren Breiten des Seeklimas wird im Sommer $t < d$, daher $y > a$. Zieht man von den Barometerhöhen der Seeklimate den Betrag der Dampfatmosphäre ab, so führen sie zu einer Curve, die in der Figur punctirt angegeben ist, und die auch für Karlsruh dem allgemeinen Gesetz folgt.

Die folgende Tafel gibt, nach Dove, die Zahlwerthe der in der Figur dargestellten Curven. Zu den unter I und III stehenden Barometerständen müssen $300'''$ addirt werden.

	Jan.	Febr.	Mars.	April.	Mai.	Jun.	Juli.	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Splrm.
I. Gesammtdruck der Atmosphäre.													
Nertschinsk	14,91	13,86	12,77	11,43	10,14	10,29	9,59	10,97	11,54	12,00	12,76	13,36	5,32
Karlsruhe	34,55	34,61	33,96	33,30	33,56	34,08	34,10	34,14	34,18	34,18	33,88	34,20	1,25
Calcutta	38,93	36,92	35,12	33,99	33,99	31,71	31,14	31,97	33,38	34,63	36,11	37,77	7,79
II. Druck der Dampfatmosphäre.													
Nertschinsk	0,09	0,14	0,56	1,61	3,13	4,64	4,52	5,16	2,78	0,99	0,34	0,25	5,43
Karlsruhe	1,78	1,94	2,13	2,44	3,48	4,74	4,84	5,12	4,38	3,44	2,58	1,97	3,34
Calcutta	4,53	5,88	7,25	8,35	10,59	10,69	10,64	10,74	10,15	9,38	6,45	5,62	6,22
III. Druck der trocknen Atmosphäre.													
Nertschinsk	14,82	13,72	12,21	9,82	7,01	5,65	5,08	5,81	8,76	11,01	11,42	13,12	9,74
Karlsruhe	32,77	32,67	31,83	30,86	30,08	29,34	29,26	29,02	29,80	30,74	31,30	32,23	3,75
Calcutta	34,40	31,04	27,87	25,64	22,40	21,02	20,50	21,23	23,23	25,25	29,66	32,15	13,90

Von Buch ist geneigt, die Ungleichheit der Curven niederer und höherer Breiten eher aus Windverhältnissen zu erklären. Es mag allerdings auffallen, auch in Peking, das näher am Meere liegt, als Karlsruhe, den continentalen Charakter der barometrischen Curve so bestimmt hervortreten zu sehen, als im inneren Sibirien; es sind aber auch die Temperaturverhältnisse in Peking ganz continentale, der Sommer ist um $1^0,2$ wärmer als in Neapel, der Winter entspricht dem von Kopenhagen. Der Uebergang der im Sommer nach unten gekrümmten Curve niederer Breiten in die nach oben gekrümmte bietet, nach von Buch, eine natürliche äussere Grenze für eine subtropische Zone dar, deren innere Grenze durch die der tropischen Sommerregen bestimmt werden kann. An jener Grenze vermag auch im Sommer noch der rückkehrende Passat die Erdoberfläche zu berühren, an dieser nur im Winter.

Auf höheren Gebirgen scheint der Druck auch der trocknen Atmosphäre im Sommer grösser zu sein, als im Winter, wohl in Folge der über ihnen sich anhäufenden Luftmasse, die der aufsteigende Strom aus den Niederungen entführt. Für den S. Bernhard fand Plantamour aus einer sechsjährigen Beobachtungsreihe folgende Werthe, zu welchen in der oberen und unteren Linie stets 200‴ zu addiren sind.

	Jan.	Febr.	Mars.	Apr.	Mai.	Juni.	Juli.
Gesammtdruck	48,01	47,42	48,74	48,94	49,82	51,44	51,85
Dampfatm.	0,88	0,95	1,05	1,18	1,60	2,27	2,40
Trockne Atm.	47,13	46,47	47,69	47,76	48,22	49,17	49,45

	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Spielraum.
Gesammtdruck	51,80	51,40	49,87	49,31	49,22	4,43
Dampfatm.	2,47	2,35	1,79	1,35	1,06	1,59
Trockne Atm.	49,33	49,05	48,08	47,96	48,16	2,98

Literatur: v. Humboldt, *Reisen*, *V*, 1826; v. Buch, *über die subtropische Zone*, *Poggd. XV*, 1829; Kämtz, *Meteorologie*, *II*, 1832; Dove, *periodische Aenderungen des Drucks der Atmosphäre*, *Poggd. LVIII*, 1843; Plantamour, *résumé météorol.*, *Bibl. univ.* 1847.

149. Tägliche Periode der Schwankungen.

Einen dem jährlichen der Seeklimate ähnlichen Gang zeigt das Barometer auch im Laufe eines Tages; die Curve erhebt sich zweimal in 24 Stunden, ungefähr um 10^h Morg. und 10^h Abends, zu oberen Wendepunkten und sinkt zweimal, um 4^h Morg. und 4^h Abends, zu unteren Wendepunkten. In niederen Breiten lässt sich diese Schwankung unmittelbar im Laufe jedes Tages beobachten, in höheren Breiten wird sie verdeckt durch die weit stärkeren unregelmässigen Oscillationen und tritt nur in Mittelwerthen hervor; doch lässt sie sich bereits in den Mitteln weniger Wochen erkennen, und sogar im Gange einzelner Tage, wenn man die Curve des täglichen Ganges nicht auf eine geradlinigte Abscissenlinie, sondern auf die Curve der langsamer fortschreitenden unregelmässigen Schwankungen bezieht. — Das Barometer bleibt auf seinen höchsten und tiefsten Ständen oft mehrere Stunden beinah stationär, so dass die Momente der Maxima und Minima, oder die Wendezeiten, sich nicht scharf beobachten lassen; es schwanken ferner die Wendezeiten zwischen mehrstündigen Grenzen je nach der Jahreszeit und den Localverhältnissen; im Jahresmittel einer grösseren Zahl von Orten zeigen sie sich jedoch unabhängig von der Breite, so wie auch die mittlere Tageslänge unter allen Breiten dieselbe ist, und, nach Kämtz, fallen diese mittleren Wendezeiten für das

Minimum am Morgen auf	$3^h\,45$
Maximum am Morgen auf	9 37
Minimum am Abend auf	4 5
Maximum am Abend auf	10 11

Im Winter stehn die vier Wendezeiten um ungefähr eine Stunde dem Mittag näher, im Sommer um eben so viel weiter davon entfernt. Es fallen z. B. im Januar die vormittägigen Wendezeiten in Mailand auf $4^h,49'$ und $9^h,56'$, in Berlin auf $4^h\,32'$ und $9^h,37'$, die nachmittägigen in Mailand auf $3^h,24'$ und $10^h\,12'$, in Berlin auf $2^h\,42'$ und $9^h\,37'$; im Juli dagegen fallen die vormittägigen in Mailand aut $2^h,50'$ und $8^h,57'$, in Berlin auf $2^h,54'$ und $8^h,40'$, die nachmittägigen in Mailand auf $5^h,43'$ und $11^h,31'$, in Berlin auf $5^h,10'$ und $10^h,57'$. —

Einen beträchtlichen Einfluss auf die Grösse des Spielraums der Schwankungen, d. h. auf die Differenz zwischen dem Mittel beider Minima und dem Mittel beider Maxima, übt die Breite aus. Es nimmt dieser Spielraum vom Aequator, wo er am grössten ist, nach den Polen zu ab, scheint in der Breite von ungefähr 65° zu verschwinden und soll in noch höheren Breiten negativ werden, so dass die Maxima auf die Wendestunden der Minima und umgekehrt fallen. Es hat nämlich der Spielraum oder die mittlere tägliche Schwankung in den einzelnen Zonen, im Niveau des Meeres, folgende Mittelwerthe:

Breite.	Zhl. d. Orte	Spielraum.
0°—10°	7	0‴,950
10 — 20	10	0,860
20 — 30	2	0,786
30 — 40	1	0,689
40 — 50	10	0,336
50 — 60	23	0,201
60 — 70	1	0,114

Kämtz leitet aus den beobachteten Werthen eine empirische Formel ab, welche die Grösse des Spielraums als eine Function der Breite darstellt, und findet aus derselben für den Spielraum unter dem Aequator 1‴,011 und für die Breite, unter welcher derselbe verschwindet, 62°,25′. Andere Formeln sind von Bouvard, Hällström und Forbes versucht worden. — In mittleren Breiten ist der Spielraum in den verschiedenen Jahreszeiten ungleich, im Winter am kleinsten, im Sommer am grössten; er schwankt in Mailand, wo er im Mittel 0‴,333 beträgt, zwischen 0‴,310 und 0‴,426, in Halle, dessen Mittel 0‴,209 ist, zwischen 0‴,161 und 0‴,252.

Der Spielraum nimmt auch ab mit zunehmender Erhebung über die Meeresfläche. In Zürich beträgt die mittlere Schwankung 0‴,286, auf dem Rigi nur 0‴,105, auf dem Faulhorn im Sommer und Herbst, nach Kämtz, 0‴,119, oder im Mittel von fünf Beobachtungsreihen, 0‴,177. Um die auf einer Höhe beob-

achtete Schwankung d auf das Niveau des Meeres zu reduciren, bedient sich Kämtz der Formel

$$D = d + a\,(337''',5 - H)$$

worin D die gesuchte mittlere Schwankung im Niveau des Meeres, H den Barometerstand auf der Höhe, $337''',5 - H$ also die Abnahme der Barometerhöhe vom Ufer des Meeres bis auf die Höhe, und a einen constanten Coefficienten bezeichnet, den Kämtz empirend gleich 0,003413 bestimmt, Martins dagegen, in Verbindung mit einer abgeänderten Bestimmung der Grössen D, d, nach welcher die Grösse des gleichzeitigen mittleren Spielraums im schweizerischen Tiefland und auf dem Faulhorn sich gleich $0''',177$ und $0''',124$ ergibt, auf 0,0007 herabsetzen zu sollen glaubt. — Der Gang selbst der täglichen Periode erleidet in grösseren Höhen eine wesentliche Umänderung. Die beiden Maxima nähern sich, je höher man steigt, desto mehr dem Abendminimum, das Morgenmaximum trifft auf dem Rigi erst um 2^h nach Mittag, auf dem Faulhorn erst um 3^h ein, das Abendmaximum auf dem Rigi eher vor als nach 10^h, und eben so auf dem Faulhorn; zugleich ist die Depression des zwischen diesen Maxima liegenden Minimums so schwach, dass es an vielen Tagen gar nicht hervortritt und beide Maxima sich zu einem einzigen vereinigen, die Curve also innerhalb 24^h nur ein Minimum um 6^h Morg. und ein Maximum gegen 10^h Ab. zeigt. Der allmählige Uebergang der einen Curven in die anderen erfolgt wie derjenige der Temperaturcurven in der Figur S. 277. Denselben Gang zeigt, obgleich mit nicht seltenen Ausnahmen, das Barometer auf dem Gr. Bernhard; das Abendminimum ist kaum merkbar oder ganz verschwunden, so dass von 6^h Morg. bis 9^h Ab. das Barometer im Steigen ist.

Eine ähnliche Veränderung im täglichen Gang scheint in den Polargegenden statt zu finden, es ist indess der Spielraum daselbst so klein, und man besitzt eine so geringe Zahl zuverlässiger und durch kleinere Zeitintervalle getrennter Beobachtungen aus jenen Gegenden, dass es einstweilen kaum möglich ist, die Verhältnisse klar aufzufassen. Sowohl aus den längeren Reihen von Parry zu Port-Bowen (73°,14′ N), als aus denjenigen von J. Ross auf Boothia, und auch aus den Beobachtungen in den Polargegenden von Europa und Asien scheint eine Umkehrung des Ganges in nie-

deren und mittleren Breiten, ein Ansteigen während des Tages, ein Fallen während der Nacht, ein Minimum in den früheren Morgenstunden, ein Maximum in den späteren Abendstunden hervorzugehn. — Eine Abänderung im umgekehrten Sinn zeigt der tägliche Gang mehrerer Stationen des Inneren von Sibirien, die Curve ist auch nur einfach gekrümmt, das Minimum fällt aber auf 4^h Abends, das Maximum auf 9^h Vormittags. Zu Slatust ist die tägliche Schwankung, wie in der Polarzone, beinah unmerklich und ihr Gang folgt keinem bestimmten Gesetz.

Die täglichen Schwankungen erklären sich, nach Dove, wie die jährlichen, aus der Interferenz der nach entgegengesetzten Seiten hin gekrümmten Curven der trockenen und der Dampf-Atmosphäre. Indem er von den stündlich beobachteten Barometerhöhen von Apenrade den Druck der Dampfatmosphäre abzieht, erhält er für die Curve des täglichen Ganges eine einfach abwärts gekrümmte, mit einem einzigen Minimum um 2^h Ab. und einem Maximum um 1^h in der Nacht. Aehnliche Curven gehn, nach Abzug des Dampfgehaltes, aus den Beobachtungen in Toronto, Plymouth, Petersburg, Slatust hervor. In Barnaul, Katharinenburg, Nertschinsk ist der Druck der Dampfatmosphäre so schwach, dass er die Curve der trocknen Luft nicht umzubiegen vermag, die Curve des täglichen wie des jährlichen Ganges der Gesammtatmosphäre ist daher nur einfach und zur Zeit der höchsten Temperatur abwärts gekrümmt. Ein ähnliches Resultat ergibt sich aus den Beobachtungen auf Java, der Druck der trockenen Luft zeigt, nach Abzug des Dampfgehaltes, nur ein Minimum zur Zeit der höchsten Temperatur und ein Maximum in den frühsten Morgenstunden. Es bestätigt sich demnach die Ansicht von Dove, sowohl für die nördliche gemässigte, als für die heisse Zone. Die Abweichungen zwischen dem täglichen Gang und den Wendezeiten verschiedener Orte entstehn meist aus der Ungleichheit der Curve des Dampfgehaltes. Es vermag diese in den meisten Fällen die Curve der trocknen Luft in eine doppelt gekrümmte mit vier Wendepunkten umzuwandeln; an einzelnen Stellen findet beinah Ausgleichung statt, so in Slatust und, wie es scheint, auch in den zwischen dem 60^0 und 70^0 Breitekreis gelegenen Orten; an noch anderen überwiegt die Curve der trockenen Luft auch im Gesammtdruck, wie

in Sibirien; auf höheren Gebirgen endlich scheint die Zunahme des Luftdrucks während des Tages von den durch aufsteigende Luftströme aus den Niederungen in die Höhe geführten und über den weniger erwärmten Gebirgen sich anhäufenden Luft- und Dampfmassen herzurühren.

Die erste Wahrnehmung der täglichen Schwankungen fällt in die zweite Hälfte des XVII. Jahrhunderts, wenige Jahrzehnte nach Entdeckung des Barometers; man findet Andeutungen im I. Band der *Phil. Trans.*, in einem Bericht über Beobachtungen von Beale vom Jahr 1666. Die französischen Gelehrten Varin, Deshayes und de Glos bemerkten sie 1682 auf Gorea. Bouguer und la Condamine, denen Musschenbroek und viele neuere Schriftsteller gefolgt sind, schreiben die Entdeckung ihrem Begleiter Godin zu. Die nähere Untersuchung dieser Erscheinung war auch eine der Aufgaben, welche die Akademie der Expedition von la Perouse vorlegte und beschäftigte vorzüglich Lamanon und Mongés. Die allgemeine Aufmerksamkeit wurde besonders durch v. Humboldt dieser Erscheinung zugelenkt, nachdem er selbst auf seiner Reise die wichtigsten Thatsachen in Bezug auf sie gesammelt hatte. Dass diese Schwankungen auch in Europa bemerkbar seien, folgerte bereits Chiminello aus seinen Beobachtungen in Padua 1778—80; genauer verfolgt wurde diese Thatsache durch Ramond und Bouvard. De Luc hat zuerst auf den abweichenden Gang der Oscillationen auf Gebirgen aufmerksam gemacht und die Ursache dieser Abweichung in dem aufsteigenden Luftstrom gesucht. De Saussure fand die Bestätigung dieser Ungleichheit in seinen Beobachtungen vom J. 1788 auf dem Col de Géant. Später haben sich mit dem Gang der täglichen Schwankung auf Gebirgen d'Aubuisson, Horner und Eschmann beschäftigt, und in neuerer Zeit, nach Beobachtungen auf dem Faulhorn, Kämtz, Bravais und Martins, Wachsmuth und Peltier. — Obgleich die Erscheinung öfters als eine »atmosphärische Ebbe und Fluth« bezeichnet wird, so lehrt doch ihre Unabhängigkeit vom Mondslauf sogleich, dass sie ganz anderer Art als die Ebbe und Fluth des Meeres sein müsse; es bewies auch la Place schon 1775, dass der Einfluss der zwei Hauptgestirne auf die Atmosphäre viel zu schwach sei, als dass diese Schwankungen aus ihm hergeleitet werden könnten (I, 38). Ramond erklärt die Erscheinung durch die Ausdehnung und das Aufsteigen der von der Sonne erwärmten Atmosphäre und ihr Abfliessen nach beiden Seiten, daher das Minimum Nachmittags und die zwei Maxima in den Morgen- und Abendstunden. Kämtz ergänzt diese Theorie durch eine Erklärung des Morgenminimums, indem er ein Abfliessen nach dem östlich durch die Temperaturdepression entstandenen atmosphärischen Thal annimmt. Daniell glaubt die Ursache in horizontalen Strömungen, erzeugt durch die ungleiche Erwärmung der oberen und unteren Luftschichten, gefunden zu haben. Die genügendste

Erklärung ist wohl die früher mitgetheilte von Dove. Es hält jedoch Peltier weder sie, noch die anderen für zureichend, daher er auch hier das Princip der elektrischen Abstossung der Lufttheile unter dem Einfluss der Dämpfe in Anwendung bringt.

Literatur: v. Humboldt, *über die stündl. Variat. des Barom. in den Tropenl., Reise V*, 1825, *Voyages X*, > *Poggd. XII*; d'Aubuisson, *sur la mes. des haut. à l'aide du bar. J. de Ph., LXXI*, 1810; Ramond, *form. barom.*, 1811; Bouvard, *sur les variations diurnes du bar., Bibl. univ. XLI*, 1829; de Luc, *modif. de l'atm.* §. 528; Daniell, *meteor. essays*, 1823; Horner, *über den Einfluss der Tageszeit auf Höhenmessung. Schw. Dkschr. I*, 1833; Hällström, *über tägl. Barometervariat., Poggd. VIII u. XI*; Carlini, *Gesetz der stündl. Aend. des Luftdrucks, Wiener Ztschr. V*, 1829, < *Mém. della soc. ital. X*; Forbes, *on the horary oscill. of the bar., Edinb. Tr. XII*, 1834, > *Il. of Sc.* 1832; Kämtz, *tägl. Barometerschw. auf dem Rigi und Faulh., Poggd. XXVII*, 1833; — *Meteorol., II*, 1832; —, *cours de météor., par* Martins, 1843; Dove, *phys. Urs. der täglichen Variat. des Barometers, Poggd. XXII*, 1831; —, *period. Aend. des Barom. im Innern der Cont., Poggd. LVIII*, 1843; —, *tägl. Ver. des B. in der heissen Zone, Ber. der Berl. Akad.*, 1846; Muncke, u. G. Art. *Meteorologie*; Peltier, *variat. bar., M. de Brux. XVIII*, 1845.

150. Ungleichheit des Barometerstandes am Meere.

Dieselben Ursachen, welche die vorübergehenden Schwankungen des Luftdrucks erzeugen, müssen den mittleren Barometerstand eines Ortes bleibend erhöhen oder erniedrigen, wenn sie constant oder vorherrschend einwirken. Wenn unter aufsteigenden Luftströmen das Barometer tiefer, unter dem Einfluss des directen Passates höher steht, als der Zustand des atmosphärischen Gleichgewichts es fordert, wenn das Hinzutreten der Dampfatmosphäre Monate hindurch die Gesetze des Luftdrucks zu stören vermag, so lässt sich wohl erwarten, dass die jährlichen Mittel der Barometerstände nicht diejenigen sein werden, die man in einer bleibend zum Gleichgewicht gelangten, vollkommen ruhigen Atmosphäre finden müsste; es werden jene Mittel jedenfalls Spuren jener störenden Einflüsse tragen, sofern dieselben der Classe der secularen, nicht der periodischen Störungen (I, 19) angehören. Die Statik der Atmosphäre verlangt nicht eine vollkommene Ausgleichung aller Störungen innerhalb Jahresfrist oder auch längerer Zeiträume für jeden Punkt der Erdoberfläche, und die Ungleichheit der Temperatur und Witterung in den einzelnen Jahren beweist, dass diese Ausgleichung in der That nicht statt findet; es muss vielmehr das Ganze der Atmosphäre in Betracht gezogen und ein bewegliches Gleichgewicht zwischen ihren einzelnen Theilen vorausgesetzt wer-

den, ein Gleichgewicht, das, so wie es für die einzelnen Punkte bleibende klimatische Ungleichheiten erzeugt, auch bleibende Ungleichheiten des Luftdrucks zur Folge haben wird. — Es kann nicht wohl bezweifelt werden, dass die wirklich beobachteten Ungleichheiten des mittleren Barometerstandes am Meere (I, 64) in diesem Verhältniss ihre Erklärung finden müssen. Der Luftdruck ist geschwächt in der Nähe des Aequators, wo das ganze Jahr der aufsteigende Luftstrom vorherrschend ist; er steht über dem Mittel zwischen dem 25 und 30 Parellel, wo mit geringer Unterbrechung der directe Passat weht; er nimmt von da gegen die Pole zu wieder ab, weil immer mehr der rückkehrende Passat das Uebergewicht erlangt; es erreicht diese Abnahme, wie es scheint, in der Nähe des Polarkreises ihre Grenze, und innerhalb der Polarzone steigt der Luftdruck wahrscheinlich wieder auf seinen Mittelwerth, indem anzunehmen ist, dass der rückkehrende Passat seinen Einfluss nicht bis dahin ausdehne. Alle diese Einflüsse werden ferner wesentlich modificirt durch die Configuration, die Vertheilung von Wasser und Land, das Vorkommen und die Richtung der Gebirgszüge, die Vegetation und andere secundäre Verhältnisse; ein gleicher Luftdruck längs der ganzen Erstreckung eines Parallelkreises ist daher eben so wenig zu erwarten, als Gleichheit der Temperatur und anderer klimatischer Factoren; der Luftdruck am Meere ist, wie Erman nachgewiesen hat, nicht nur eine Function der Breite, sondern hängt auch von der Länge ab, und die isobarischen Linien, welche alle Punkte gleichen mittleren Luftdrucks verbinden, fallen in der Regel nicht mit Parallelkreisen zusammen.

Literatur: Muncke, n. G. Art. *Barometer* und *Meteorologie;* v. Humboldt, *mittl. Barometerstand am Meere unter den Tropen, Voyage XI, > Poggd. XII;* —, *verminderter Luftdruck in d. Tropengeg., Poggd. XXXVII;* Kämtz, *Meteorol. II;* Erman, *Grösse des Luftdrucks über den Meeren, Poggd. XXIII*, 1831; —, *Arch. f. wissensch. Kunde v. Russl.* 1843; Schouw, *Mittelstand des Barom. am Meeresufer, Poggd. XXVI*, 1832; Poggendorf, *Bemerk. über den mittl. Luftdruck, Poggd. XXXVII;* Peltier, *variat. barom. M. de Brux. XVIII*, 1845.

Register

über das erste und zweite Capitel.

(Die römischen Ziffern bezeichnen den Band, die arabischen die Seite.)

A.

Aachen, Badeschlamm, I, 240; — Temp. II, 50; — 54; — Lage 55.
Aarfall, Höhe, I, 105.
Aar, Krümmung bei Büren, I, 358.
Abano, II, 54; 55.
Abich: Laven, I, 304; — Trachyte, 318; — Tufe, 322.
Abo, Regen, II, 444.
Abplattung, Ursache und Bestimmung, I, 41; — durch das Pendel, 45.
Absorptionsvermögen, II, 24; — specif. 27.
Abyssinien, Gestaltung, II, 221; — Schneelinie, 339; — Hagel, 465.
Adelboden, Circus, I, 389.
Adelsbergerhöhle, I, 246; — Knochen, 252; 254.
Adern, I, 135; — Entsteh., 241.
Adersbach, I, 346.
Adriatisches Meer, Fluthhöhe, I, 36; — Einsenkungen, 386.
Aegypten, Fluthhöhe, I, 36; — Erhöhung des Bodens, 257; — Regen, II, 449.
Aequator, Störung s. Lage, I, 30.
Aequinoctialstürme, II, 396.
Aequivalente, geolog., I, 146.
Aerolithe, I, 51.
Aethrioskope, II, 319.
Aetna, secund. Kegel, I, 282; — Sciarre, 286; — fratelli pii, 287; — Höhlen 288; — schiefrige Lava, 289; — Spalten, 290; — Gänge, 291; — V. del. Bove, 299; 301; — Höhe, 300; — Steinart, 306; 318; — Wirkung des Windes, 334; — Einstürze, 383; — Erupt., II, 79; — Sublimat. 82; — Gestalt und Bildung, 198; — Schneelinie. 337.
Agassiz: Gletscherbeweg., I, 125; — Theorie, 126; — erratische Blöcke, 239; — Gletschertemp. II, 343; — Gletschertheorie, 347.
Agatdrusen, I, 242.
Agram, Meteoreisen, I, 54.
Agordo, Kupferkies, I, 295; — II, 120.
Agricola, G.: Erdbeben, II, 101.
Aigle, Meteorst. I, 54.
Aiguilles-Rouges, Centralmasse II, 204.
Ainsworth: Baba-Gurgur, II, 77.
Aix, in Prov., II, 55.
Aix, in Sav. II, 54.
Aktinometer, II, 263; — 319.
Alabaster, I, 164.
Alaunfels, durch Metam., II, 130.
Alaunschiefer, I, 161.
Albanergebirge, I, 296; — 299; — Einsturzbildung, 388; — Gestaltung, II, 200.
Alberese, II, 124.
Albis, Gestaltung, II, 208.
Aletschgletscher, Durchbrüche des Mörilsee's, I, 374.
Aleuten, neuer Vulcan, II, 186.
Alluvium, I, 148; — Mächtigkeit, 152.
Allyre, S., feste Bestdth., I, 92; —Temp. II, 53.
Aloup-de-vent, II, 384.
Alpen, Gletscher, I, 231; — Schuttmassen, 267; — Kesselthäler, 388; — Verwerfung am Nordrand, 397; — Gyps, II, 142; — Marmor, 144; — Dolomit, 146; — kryst. Schiefer, 150; — Conglom., 170; — Gesteinslinien, 170; — Centralmassen, 202; — Schichtenbiegung, 215; — Gestaltung, 228; 231; — Alter, 236; — Volumen, 243; Mitteltemp. 294; — Veränd. d. Klima,

Asturien I. 268.
Aequatorial Strömung II. 403

306; — Schneelinie, 339; — Quellentemp., 367; — Spielr. d. Temp., 374; — Hagel, 466.
Alpengranit, I, 131.
Alpenkalk, I, 160.
Altai, Porphyr, I, 308; 324; — Erosion des Granits, 347; — Schneelinie, II, 339.
Altenfiord, alte Strandlinien, I, 369; II, 191; — Mitteltemp., 284; — Klima, 457; — barom. Windrose, 476.
Altmann: Gletscher, II, 347.
Amalfi, Höhlen, 366.
Amazonenfluss, Aufsteigen der Fluth, I, 37; — Stromgebiet, 98; — Mündung, 107; — Infusorien, 211.
Amerika, Nordküste, Fluthhöhe, I, 37; — Gletscher 231.
Amiano, Erdöl, 248.
Amiata, M. I, 299; — Höhe, 300.
Ammertenhorn, Biegung der Schichten u. Erosion, I, 350.
Amphibolith, I, 313.
Amu-Deria, s. Gihon.
Amur, Stromgebiet, I, 98.
Anamesit, I, 306.
Anden, Gestaltung, II, 222; 226.
Andersen: Regenmenge, 446.
Andesit, I, 319.
Anemometer, I, 70.
Angers, Meteorst., I, 54.
Anglada: Thermen, II, 58.
Anhydrit, I, 163; durch Metam., II, 142; — Ausdehnung, 168.
Anjarakandy, Regen, II, 457.
Annecy-see, Temp., II, 353.
Anniviers, Val d', Erosion, I, 352.
Anschwemmung, v. Pflanzen u. s. w., I, 191; — v. Felsblöcken auf Eis, 191.
Antarktische Strömung, II, 363.
Anthracit, I, 223; — durch Metam., II, 126; 141.
Anthrakometer, I, 63.
Antiklinale Linie, I, 134; Thäler, II, 224.
Antillen, Orkane, II, 398; — Verdampfung, 408; — Waldentblössung, 461.
Antiparos, Höhle, I, 246.
Antisana, Höhe, I, 300; — Steinart, 319.
Antrim, I, 297; — Riesendamm, 310.
Antrona, alte Gandeck, I, 237; — Circus, 389.
Aostathal, ältere Gletschererosion, I, 375; — Hagel, II, 467.
Apennin, Steinart, I, 157; — Gestaltung, II, 235; — Alter, 238.
Aphanit, I, 167; 307; 312.
Apsidenlinie, I, 29.
Apuanische Alp., Marmor, I, 162; II, 145.
Arabien, Zunahme der Wüste, I, 189.
Arago, Einfl. des Mondes auf die Witterung, I, 40; — Meteorst., 54; — Elastic. des Dampfes, II, 14; — Veränd. der Klimate, 305; — Höhe der Wolken, 434; 436.
Aragua, Waldentblössung, II, 461.
Ararat, Schneelinie, II, 339.
Ardennen, Schichtenbiegung, II, 215; — Gestaltung, 221.
Argæus, Schneelinie, II, 339.
Arkose, I, 185; — durch Metam. II, 126.
Arktische Strömung, II, 362.
Armenien, Klima, II, 449.
Arno, Krümmungen, I, 359.
Arnsberg, Schichtenbiegung II, 215.
Arpenas, Nant d', Schichtenkrümmung, II, 218.
Arragonit, Quellenbildung, I, 246.
Arran, Granit, I, 329.
Artesische Brunnen, I, 88; — Ausströmung v. Schwefelwasserstoff, II, 70.
Asche, vulc., I, 280; — Menge derselben, 283.
Asien, Fluthhöhe der Ost- und Südküste, I, 36; — Gletscher, 231; — vulcan. Zone, II, 92; 94; — Gestalt u. Volumen, 243; — Klima, 304.
Aar, Bestdth. des Wassers, I, 116.
Asow, Meer, versunkene Insel, I, 385.
Asphalt, I, 248.
Atlantis, Insel, I, 385.
Atlantisches Meer, Bestdth. I, 72; — Temperat., II, 355; — Passate, 389; — Strömungen, 361; 403.
Atmidometer, I, 86.
Atmometer, I, 86.
Atmosphäre, Gestalt und Höhe, I, 57; — Bestandtheile, 59; mittl. Druck auf den Meeresspiegel, 64; — mittl. Druck der einzelnen Bestdthle, 66; — Abnahme des Drucks mit zunehmender Höhe, 67; — Temperat., II, 368; — Anomalien, 375; — Dampfgehalt, 411; — Höhenbestimmung, 437; — Druck, 469.
Atmosphärische Luft, specif. Gewicht. I, 59; — Bestandtheile, 60; — Dicht. in versch. Höhen und Tiefen, 69; — Ausdehnungscoeff., II, 8.
Atolle, I, 202.
Attica, Marmor, I, 162.
d'Aubuisson: Thalbildung, I, 364.
Aue, Kaolin, I, 341.
Auen, I, 257.
Auerbach, Marmor, I, 162.
Aufschüttungskegel, s. Eruptionskegel.
Aufschüttungsketten, II, 208.
Augitfels, I, 309.

Augitporphyr, I, 308; — metam., II, 163; — rel. Alter, 176.
Augittrappe, I, 307; — Schmelzpunkt, II, 11; — metam. 162; — rel. Alter, 176.
Augsburg, Verdampfung, II, 408.
Ausblühung, I, 339.
Ausdehnung, durch Wärme, II, 7.
Ausdehnungscoefficient, II, 8.
Auskeilen, I, 136.
Auswürflinge, vulc., I, 279; — erreichte Höhe, II, 85; — des Vesuv, 198.
Auvergne, alte Vulcane, I, 296; — Erosion, 362; — Kratersee'n, 388; — Bitumen, II, 77; — Gänge, 116.
Aventurin, I, 171.
Axenberg, II, 216.
Azoren, Fluthhöhe, I, 36; — Kieselsinter, 247; — versunkene Inseln, 385.

B.

Baba-Gurgur, Erdfeuer u. Erdöl, II, 75.
Babbage: Pozzuoli, II, 189.
Baco: geograph. Richtung der Physik, I, 5.
Baden im Aarg., Gehalt der Quellen, I, 92; — 95; — Erosionswirkung, 336; Temp., II, 50; — 54; — Lage, 55.
Baden-Baden, Badeschlamm, I, 240; — Porphyr, 325; — Temp., II, 50; 54; — Breccienporph. 169.
Baden, bei Wien, II, 54.
Badeschlamm, I, 240.
Bagnères, de Bigorre, II, 53.
Bagnethal, Fluth, I, 107; — 119; — 374.
Baja, Stufe, II, 60.
Baiern, Kies der Hochfläche, I, 269.
Baily: Abplattung, I, 46; — Dicht. der Erde, 50.
Bakewell: Clevelanddyke I, 293; — Thalbildung, 365; — Vulcane, II, 98; — Metam., 119.
Baku, Erdöl, I, 248; — Schlammbildung, 284; — Gasquellen, II, 72; — Erupt., 74; — Erdöl, 77.
Baldissero, Serpentincongl., II, 169.
Ballenberg, II, 216.
Ballons, II, 194.
Baltschiederthal, Erosion, I, 352.
Banwell, Höhle, I, 252.
Barancos, II, 182; 235.
Barégine, I, 96.
Barigazzo, II, 71.
Barometer, I, 64; Ursache der Schwankungen, II, 470; — Verbreitung ders., 482; — jährl. Oscill., 485; — tägl. Osc., 489; 490; — mittl. Stand am Meere, 494.
Barre, an Flussmündungen I, 38; 259; — an Küsten, 80; 173;
Barren-Island, I, 388.
S. Barthelemy, fontaine ard., II, 71.
Basalt, I, 309; — Schmelzpunkt, II, 11; — Rückzug, 12; 88; 165; — rel. Alter, 177.
Basel, Kiesbildung, I, 270; — Erdbeben, II, 103; — Quellentemperat., 330; — Winde, 392; — barom. Oscill., 474.
Batavia, Epochen der Extr. der jährl. Temp., II, 278.
Bath, Stickgasgehalt, I, 93; — Temp., II, 53.
Bathometer, I, 74.
Baumannshöhle, I, 246; — Knochen, 252; — Grösse, 253.
Baveno, Granit, I, 329.
Bèche, de la: Thalbildung, 365.
Becher: Thermen, II, 58.
Belgien, Knochenhöhlen, I, 253; — Erosion, 353; — Schichtenbiegung, II, 215; — Regentage, 447.
Belludjestan, Zunahme d. Wüste, I, 189.
Belpberg, vor Erosion geschützt, I, 346; — Gestaltung, II, 208.
Benares, Regen, II, 454.
Ben-Nevis, II, 230.
Benzenberg: Sternschnuppen, I, 55.
Bérarde, Circus, I, 389.
Beresit, I, 331.
Bergell, Granit, I, 332; — Thalform, 390; — Winde, II, 383.
Bergen, jährl. Spielraum d. Temp., II, 282; — Luft-u. Quellentemp., 329; — Regen, 446.
Bergmann, T.: Thalbildung, I, 363; — Vulcane, II, 97.
Bergmehl, I, 210.
Bergschlipfe, I, 278.
Bergschrund, I, 229.
Bergstürze, I, 278.
Berlin, organ. Bodenart, I, 210; — Depress. d. Temp. im Mai, II, 279; — jährl. Spielr., 280; — Mittelwärme, 283; — Nebel, 430; — Regen, 452; 455; — Schnee, 456; — barom. Wendestunden, 489.
Bern, Quellen, I, 88; 92; — alte Gandecken, 238; — Kiesmassen, 269; — Terrassen, 358; — Erosion der Molasse, 362; — Spielr. d. jährl. Temp.,

II, 281; — Winde, 384; 393; — Nebel, 430; — Bewölkung, 438; — Regen, 452; 455; — Schnee, 456; — Riesel, 463; — Hagel 464; — barom. Oscill., 472; 474.
Bernardin, S., II, 54.
Berneralpen, II, 203.
Bernhard, S., Spielr. d. jährl. Temp., II, 281; 374; — Winde, 393; — Dampfgehalt, 416; 417; — Nebel, 430; Regen, 452; 458; — barom. Oscill., 474; — Höhe, 484; — barom. Curve, 488; — tägl. barom. Oscill., 491.
Bernina, I, 332.
Bernouilli: Princip d. Strombewegung, I, 104; — Höhe der Wolken, II, 437.
Bertholle t: Sodabildung, I, 155.
Bertholon de S. Lazare: Vulcane, II, 98; — Erdbeben, 102.
Bertrand: Erdbeben, II, 102.
Berzelius: Meteorst., I, 54.
Besançon, Eishöhle, II, 328.
Bessel: Secundenpendel, I, 44.
Besteg, I, 136.
Bewegung, progressive, I, 11; — *rotirende*, 12.
Bewölkung, II, 438.
Bex, II, 54.
Bielergrund, Pfeilerbildung, I, 347.
Bielersee, Temp., II, 353; — Wind, 383.
Biella, Porphyr, I, 308; 323.
Bielshöhle, I, 253.
Bjelukha, II, 340.
Bilin, Polirschiefer, I, 210.
Bimsstein, I, 320.
Bindmittel, I, 138.
Binnenthal, Dolomit, I, 162; — Erosion, 352.
Biot: Abplattung, I, 45; — Höhe der Atm., 59; — Temp. d. Atm., II, 371.
Bischof: ält. Besch. d. Atm., I, 63; — Spatheisengänge, 240; — Gyps, 241; — innere Erdwärme, II, 37; — ihre Abnahme, 48; — Thermen, 58; — Mofetten, 65; 68: 70; — Vulcane, 99.
Bise, schwarze, II, 387; — der NO Passat, 454.
Bitterwasser, I, 95; — Temp., II, 52.
Bitumen, II, 75.
Bize, Höhle, I, 253.
Blaue Kuppe, I, 310; — Bildung, 346.
Bleiglanz, entst. durch Wasser, I, 241.
Blum: Pseudomorph., II, 145.
Blumenstein, II, 52.
Blutregen, II, 445.
Boblaye: Trachyt, II, 160.
Bodensee, Temp., II, 353; — Winde, 383.
Bodentemp., II, 314; — Fortpfl., 319; — Eändringen des Frosts, 321; — Spielraum, 322; — Anomalien, 326.
Bogotafall, Höhe, I, 105.
Böhmen, Gestaltung, II, 223.
Bohnerz, Entstehung, I, 247; — 249.
Böthlingk: gefurchte Felsen, I, 378.
Bolgen, Congl., II, 170.
Bombay, Regen, II, 443; 454.
Bomben, vulc., I, 280.
Bonn, Bodentemp., II, 320; 323.
Bourget-see, Temp., II, 353.
Bora, Erosion, I, 334; — II, 386.
Borch, de, Bildung v. Dammerde, I, 215.
Bore, des Ganges, I, 38.
Bormio, II, 52; — Lage, 55; — Theorie, 57.
Borrowdale, Regen, 446; 458.
Borsäure, in Quellen, I, 94.
Bossecop, barom. Windrose, II, 476.
Boucheporn: innere Erdwärme, II, 42; — Thermen, 58; — Stickgas, 64; — Schwefelwass., 70; — brennb. Gase, 75; Vulcane, 98.
Boué: Metamorph., II, 118.
Bouguer: Pendelmessungen, I, 46; — Fluth d. Cotopaxi, 108; — Wärmeabsorption, II, 27.
Bourbonne les Bains, II, 54.
Bourguet: Thalbildung, I, 363.
Boussingault: Asphalt, I, 248; — Quindiu, II, 67; — Urspr. v. Schwssff., 70; — Erdbeben, 102; — Dome, 195; — Bodentemp., 323; Waldentblössung, 461; 462.
Bouvard: atmosph. Ebbe u. Fluth, I, 38; — Einfl. d. Mondes auf d. Witterung, 39.
Brandes: Sternschnuppen, I, 55; — Orkane, II, 399; 479; barom. Oscill., 484.
Brandung, I, 80.
Brasilien, Riff d. Ostküste, I, 190; — Knochenbreccie, 250; — Knochenhöhlen, 254; — Itacolumit, II, 137; — Strömung, 362.
Brauneisenstein, Ursprung, I, 247.
Braunkohle, s. Lignit.
Bravais: alte Strandlinien, I, 369.
Breccien, Ursprung, I, 138; — 143; — II, 169.
Brecher, I, 80.
Breislak: Schwefelbildung, I, 241; — Fumarole, II, 60; — Theorie, 62; — Mofetten, 66; Schwssff. 70; — brennb. Gasquellen, 75; — Vulcane, 98.
Bremontier: Dünen, I, 188.
Brenner, Temp., II, 50; — Höhe, 55.
Brescia, Regen, II, 459.

Block-Errat
I. 192, 236.

Breslau, Verdampfung, II, 408.
Bresse, alte Kiesmassen, I, 269.
Brest, Fluthhöhe, I, 36.
Bretagne, Erosion, I, 353; — Gewölbketten, II, 214.
Breuil, Circus, I, 389.
Breva, II, 383.
Brewster: Formel der Mitteltemperat., II, 285; — Isothermen, 292.
Brezon, M., Eishöhle, II, 328.
Brienz, Erosion, I, 347.
Brienzergräthe, II, 217.
Brienzersee, Temp., II, 353; — Winde, 383.
Brocchi: Bildung v. Dammerde, I, 215.
Brochant: Metam., II, 119.
Brocken, Nebel, II. 430.
Brohlthal, Gasquelle, II, 65.
Brom, im Seewasser, I, 72; — in Quellen, 94.
Brongniart, Ad.: ält. Besch. der Atm., I, 63.
Brongniart, Al.: Bohnerzbildung, I, 251; — Metam., II, 119.
Brückenau, Geh. an Kohlens., I, 93; — Temp., II, 54.
Brüssel, tägl. Gang der Temp., II, 271; 276; — jährl. Gang, 278; — jährl. Spielraum, 280; — Bodentemp., 318; 320; 323; — Regen, 456.
Buache: Naturgrenzen, I, 3.
Buch, v.: Kalkgebirge sind Korallenriffe, I, 205; — Verbreit. d. Blöcke, 276; — Erhebungskratere, 301; — vulc. Tufe, 322; — Teufelsmühlen, 342; — gefurchte Felsen, 379; — Vulcanismus, II, 93; 95; — Metam., 119; Gneisschalen, 165; — Puy's, 194; — Hagel, 468; — barometrische Oscill., 488.
Bucheckberg, Gestaltung, II, 208.
Buckelförmige Schichtung, I, 134.
Buckland: Diluvialfluth, I, 365.
Büdöshegy, II, 66; 68; 70.
Buembachthal, Erosion, I, 352.
Buffon: Urspr. des Steinsalzes, I, 74; — des Kalksteins, 205; — Thalbildung, 363; — Erdbeben, II, 102.
Burane, II, 384.
Burat: Incrust. der Leitröhren, I, 241.
Burgerwald, Gasquelle, II, 71.
Burtscheid, II, 54; 55.
Busland, I, 385.
Buxton, Stickgasgehalt, I, 93.
Bunter Sandstein, I, 149; — Mächtigkeit, 152; 185.

C.

Cadiz, Erosion, I, 371.
Cagliari, Regen, II, 450.
Calabrien, Einstürze, I, 348; — Erdb., II, 104.
Calais, Fluthhöhe, I, 37.
Calciphyre, I, 162.
Calcutta, Epochen der Extr. der jährl. Temp., II, 278; — jährl. Spielraum, 280; — Regen, 454; — barom. Oscill., 485; 487.
Caldera, I, 387.
Calmenregion, II, 388.
Calorimeter, II, 2.
Camajore, Regen, II, 450.
Cambay, Golf, Fluthhöhe, I, 36.
Cämentation, II, 120.
Campiglia, Hornblendgestein, I, 313.
Campolongo, Dolomit, I, 162.
Canada, alte Strandlinien, I, 178; — Veränd. des Klima, II, 308; — Bodentemperatur, II, 326.
Canaria, Gran-, Rogenstein, I, 170; — alter Strand, 178.
Canarische Inseln, Fluthhöhe, I, 36.
Candia, Regen, II, 449.
Cantal, Circus, I, 299; 301; — Höhe, 300; — Einsturzbild., 388; — Lioran, II, 194; — Gestaltung, 200.
Capac-Urcu, I, 384; — II, 78.
Cap d. g. H., Meteoreisen, I, 54.
Capo di Bove, Steinart, I, 307.
Capri, Höhlen, I, 366.
Caracas, Erdbeben, II, 100; — Spielr. der Temp., 281; — Hagel, 465.
Cardona, Steinsalz, I, 165.
Cargneule, I, 163.
Carguairazo, Höhe, I, 200; — Einsturz, 384.
Carlini: Dichtigkeit der Erde, I, 49.
Carrara, Marmor, I, 162; II, 145.
Cascalho, II, 138.
Cascina, Regen, II, 459.
Castellane, Kreide, I, 160.
Castelnau, v.: alte Strandlinien, I, 179; — 368.
Catania, Lavastrom, I, 287.
Cavendish: Dichtigk. der Erde, I, 50.
Cayenne, Regen, II, 443.
Cement, I, 138; — Entsteh. 242.
Cenis, M., Pendelbestimmung, I, 49.
Centralfeuer, II, 34.

Centralbewegung, Entstehung und Gesetze, I, 14; — durch Gravitation, 17.
Centralmasse, vulc. I, 298; — krystallin., II, 202; — Zonen, 230.
Centralvulcane, II, 91.
Centrifugalkraft, I, 12.
Cervin, M., Gestaltung, I, 391.
Ceylon, alter Strand, I, 178; — Torf, 221; — Trennung v. Coromand., 371.
Chambery, Regen, II, 458.
Chamisso, v.: Coralleninseln, I, 206.
Chamosit, I, 185.
Chamouni, alte Gandecken, I, 237; — Spielr. d. Temp., II, 274; — Beweg. der Gletscher, 346.
Chamsin, II, 384.
Charpentier, J. F. W. v.: II, 117.
Charpentier, J. v.: ält. Besch. d. Atm., I, 63; — Gletscherbewegung, 126; — Anhydrit, 164; — erratische Blöcke, 239; — Gletschererosion, 373; — Gletschertheorie, II, 347.
Chaudes-Aigues, Temp., II, 50.
Chiastolithschiefer, II, 125.
Chesapeakbai, Fluthhöhe, I, 36.
Cherbourg, Fluthhöhe, I, 37.
Chiavenna, Hagel, II, 467.
Chili, Veränd. der Küste, I, 76; — 179; — Erdbeben, II, 100; — Hebung, 188; — Schneelinie, 339; — Küstenströmung, 363.
Chiloe, Klima, II, 284.
Chimborazo, Dom., I, 299; — Höhe, 300; — Steinart, 319; — Bildung, II, 195; — Höhe, II, 340.
Chiminello: barom. Oscill., 493.
China, Feuerbrunnen, II, 72.
Chinesisches Meer, langs. Senkung, I, 393; — Winde, II, 387; — Strömungen, 403.
Chladni: Meteorsteine, I, 53.
Chloritschiefer, I, 169.
Chlornatrium, s. Kochsalz u. Steinsalz.
Chlorwasserstoff, vulc., II, 82.
Choco, Meteoreisen, I, 54.
Choquier, Höhle, I, 253.
Christiania, Porphyr, I, 308; 324; — Mitteltemp., II, 293.
Chthonisothermen, II, 38.
Chur, Hügel durch Erosion, I, 362.
Churfürsten, s. Kuhfirsten.
Cimini, M., I, 296.
Cipollin, I, 162.
Circusthal, vulc., I, 299; — 387.
Cirrocumulus, II, 433.
Cirrostratus, II, 433.
Cirrus, II, 433.
Clairaut: s. Theorem, I, 43.
Clermont, Travertin, I, 245; — Asphalt, 249.
Clevelanddyke, I, 293.
Clus, bei Ballstall, I, 390.
Cluse, s. Engpass.
Coak, I, 223; — natürl., II, 126.
Coimbra, Regen, II, 446; 458.
Combes, I, 351.
Comersee, Temp., II, 353; — Winde, 383.
Columbus-Insel, I, 385.
Conglomerate, Ursprung, I, 138; 175; — alte Strandbild., 183; — von Glarus, 184; — von Valorsine, 184.
Congo, Luft- u. Quellentemp., II, 367.
Conische Schichtung, I, 134.
Constantinopel, Meerenge, I, 371.
Contactverhältnisse, II, 120; — Erstreckung, 127; — Metalle, 138.
Continentalklima, II, 304.
Continentalwinde, II, 385.
Continente, II, 242; — frühere Gestaltung, 243; — Einfluss auf d. Temperatur, 288.
Coral-rag, I, 205.
Cordier: innere Erdwärme, II, 37; — Vulcane, 98.
Cornwall, Zinnstein, I, 295; — Porphyrgänge, 325; 329; — Verwerfungen, 395; — Grubentemp., II, 37; — Gangzüge, 116.
Côte-d'Or, Alter, II, 238.
Cotopaxi, Wasserfluth, I, 108; II, 86; — Steinart, I, 319.
Crau, Trockenlegung der Ebene, I, 180.
Cuba, Regen, II, 446; 448.
Cumana, Fluthhöhe, I, 36; — Salzgewinn, 154; — Erdbeben, II, 105; 187; — Mitteltemp., 293; — Quellentemp., 330; 367; — Regen, 446; — Hagel, 465.
Cumberlandhouse, Mitteltemp., II, 284.
Cumulostratus, II, 433.
Cumulus, II, 433.
Cutch, Einsturz, I, 384.
Cuvier: Diluvialfluth, I, 365.
Cyklopeninseln, Basalt, I, 310.
Czegled, Travertin, I, 155.

D.

Dachschiefer, I, 160.
Dalmatien, Veränd. der Küste, I, 76; — Einsenkung, 386.
Dalton: Gasgemenge, I, 65; — Regen u. Dampfmenge zu Manchester, 84.
Dammerde, aus Infusorien, I, 209; — 213.
Dammriffe, I, 201.
Dampf-Bildung, II, 12.
Dampfgehalt der Atm., absol. u. relat., II, 411; — tägl. und jährl. Gang, 413; — in der Höhe, 416; — bei verschied. Winden, 418.
Dänemark, Hebung, II, 190; — Veränd. d. Klima, 306; — Winde, 391.
Daniell: Entwickelung von Schwefelwasserst., I, 62; — bar. Osc., II, 493.
Dardanellenströmung, I, 82.
Dartmoor, Erosion des Granits, I, 347.
Darwar, Regen, II, 457.
Darwin: Böschung von Strandbild., I, 175; — alte Strandlinien in Südamerika, 179; — Korallenbildung, 198; 206; langs. Einsinken, 393; — Veränd. der Klimate, II, 313.
Daubeny: Thalbildung, I, 365; — Vulcane, II, 98.
Dauphiné, alte Kiesmassen, I, 269; — Terrassen, 356; — Schichtenkrümmung, II, 216.
Dausse: in Paris abfliessende Wassermenge, I, 85.
Daussy: Einfluss des Luftdrucks auf das Meeresniveau, I, 78.
Dauxion: Trinidad, II, 69.
Davy, H.: Vulc., II, 98; — Nebel, 428.
Debreczin, Soda, I, 154.
Degernœ, Bergmehl, I, 211.
Delambre: Höhe der Atm., I, 59.
Delametherie: Thalbildung, I, 363.
Delta, I, 258; — Böschung, 262; — negative, 367.
Dent de Morcles, Erosion, I, 349; — Profil, II, 205.
Desmarest: Laven, II, 118.
Deutschland, Knochenhöhlen, I, 253; — Alter der Gebirge, II, 239; — Winde, 391; — Verdampfung, 408; — Regentage, 447; 457; — Hagel, 464.
Dever, Circus, I, 389.
Dhawalagiri, II, 340.
Diabase, I, 312.
Diablerets, Bergsturz, I, 278.
Diagonalthäler, II, 224.
Diallagschiefer, I, 170.
Diallagtrappe, I, 314; II, 161; — rel. Alter, 175.
Diatherman, II, 23.
Dicht, I, 136.
Dieppe, Fluthhöhe, I, 37; — artesische Brunnen, 88.
Digne, alte Kiesmassen, I, 269; — Therme, II, 55.
Diluvium, I, 148; — Mächtigkeit, 152; — Klima, II, 309.
Diorit, I, 312; — braune Aussenfl., 338; — metam., II, 162; — relativ. Alter, 176.
Dioritporphyr, I, 313; II, 149; 162.
Dniepr, Mündung, I, 368.
Doberan, II, 54.
Dolerit, I, 305; — rel. Alter, II, 177.
Dolomieu: Bildung von Dammerde, I, 215; — Lipari, II, 61; — Flüssigk. der Laven, 88.
Dolomit, I, 160; — 162; — Höhlen, 337; — Zerstörung, 347; — durch Metam., II, 123; 145; — Rückzug, 165.
Dome, vulc., I, 298; II, 193.
Domit, I, 319.
Donau, Stromgebiet, I, 98; — Geschw., 106; — Deltaböschung, 263; — Mündung, 368.
Dorsetshire, anomale Fluth, I, 37; — Erosion, 363; — Verwerfung, 395.
Dove: Drehungsgesetz, II, 394; — Orkane, 399; 479; — Dampfgehalt der Atm., 411; — barom. Oscill., 471; 482; — jährl. Oscill., 486; — tägl., 492.
Dovrefield, II, 225.
Drehungsgesetz, II, 393.
Driburg, II, 54; — Gestaltung, 201.
Driftströmungen, I, 82.
Drosometer, I, 86.
Dschittagong, Süsswasserquelle im Meer, I, 87; — Gasquelle, II, 72.
Dubuat: Stromgeschw., I, 103; — Beweg. des Geschiebes, 108.
Dufrénoy: metam. Porph., II, 159; — centr. Hebung, 181.
Dulong: Erkaltungsformel, II, 29.
Dumfries, Fusstritte, I, 182.
Dünen, I, 186; — alte, 189.
Dunstbläschen, II, 424.
Dupetit-Thouars: Tiefe des Meeres, I, 71.
Durocher: Metam., II, 119.
Dutrochet: intermitt. Quellen, I, 90.
Dykes, I, 290, — v. Cleveland, 293; — entblösste, 346.
Dynamische Ketten, II, 209.
Dysodil, I, 211; — 222.

E.

Ebbe und Fluth, I, 32; — Einfluss des Landes, 33; — Grösse und Eintritt an verschiedenen Küsten, 35; — Anomalien, 37; — atmosphärische, 38; — Einfluss auf Quellen, 90.
Ebel: Thalbildung, I, 364.
Ebro, Deltaböschung, I, 263.
Ebstorf, Infusorienlager, I, 210.
Echenoz, Höhle, I, 253.
Edelsteine, im Schuttland, I, 258.
Edinburgh, tägl. Gang der Temperat., II, 271; 276; — jährl. Spielraum, 282; — Mitteltemp., 293; — Bodentemp., 320; 323.
Efflorescenz, s. Ausblühung.
Egen: Meteorst., I, 54.
Ehrenberg: Korallenbildung, I, 198.
Eichwald: brennb. Gasquellen, II, 75.
Eifel, Kohlens., I, 93; — alte Vulcane, 297, — Kratersee'n, 388; — Mofetten, II, 65.
Einsenkungen, langsame, I, 386.
Einsturzthäler, I, 388.
Eis, auf See'n und Flüssen, I, 225; — der Polarmeere, 225; — Ausdehnung, II, 10; — stehender Gewässer, 331.
Eisackthal, Porphyrcongl., II, 169.
Eisenblau, I, 218.
Eisenerze, mit Steinkohle, I, 223; — Contactprod., II, 130.
Eisenglanz, auf Elba, I, 295; — durch Subl., II, 132.
Eisenglimmerschiefer, I, 170; — II, 140.
Eisenlohr: Einfluss des Mondes auf die Witterung, I, 39; — mittl. Bewölk. von Karlsruhe, II, 439.
Eisenthon, I, 310.
Eisenwasser, I, 95; — Ablagerungen, 247; — Temp., II, 52.
Eisfelder, I, 224.
Eisgang, I, 113.
Eishöhlen, II, 328.
Eisnadeln, II, 424.
Eiszeit, II, 310.
Ekliptikebene, Störung, I, 27.
Eklogit, I, 317.
Elba, Gänge, I, 293; — Eisen, 295; — Hornblendfels, 313; — Granit, 325; 329; — Eisen, II, 139.
Elbe, Aufsteigen der Fluth, I, 37; — Wasserstand, 113; — Mündung, 368.
Elbogen, Meteoreisen, I, 54.
Elbruz, II, 340.
Elfdalen, Trapp, I, 309; — Porphyr, 324.
Elie de Beaumont: Böschungswinkel, I, 174; 227; 255; 263; — t. de transport ancien, 269; — diluv. Fluth, 276; — Böschungswinkel, 277; 282; — Erstarren der Laven, 286; — Erhebungskratere, 301; — Thalbildung, 365; — Gefäll der diluv. Erosion, 375; — Volumenänd. metam. Gest., II, 167; centr. Hebung, 181; — Alter der Gebirge, 240.
Ellonsee, Bestdth., I, 73; — Salzbildung, 153.
Elvandykes, I, 325.
Embrun, Terrasse, I, 356.
Emissionsvermögen, II, 23.
Emmenthal, Erosionsthäler, I, 361.
Ems, II, 53, 55.
Ende, v.: Meteorst., I, 54.
Engadin, Thalform, I, 390.
Engelberg, Circus, I, 389.
Engihoul, Höhle, I, 253.
Engis, Höhle, I, 253.
England, Steinsalz, I, 165; — alte Strandbild., 177; — untermeerische Wälder, 220; — Knochenhöhlen, 252; — Kiesboden, 270; — Erosion, 353; 367; — Erhebungsthäler, II, 201; — Quellentemp., 330; — Winde, 391; — Regen, 450; — Hagel, 465.
Engpässe, II, 235.
Engstlenalp, periodische Quelle, I, 90.
Enontekis, jährl. Spielraum der Temperatur, II, 280.
Entblössungsthäler, I, 365.
Entonnoirs, I, 88.
Entrèves, Val d', Erosion, I, 352.
Erbsenstein, I, 140.
Erdbeben, Zusammenhang mit Vulc., II, 99; — locale, 101; — Theorie, 101; — Abhg. v. Jahrsz. u. Witterung, 103; — Beschr., 106; — sismische Zonen u. Regionen, 111.
Erde, Elemente ihrer Bahn, I, 24; — Einfluss der Störungen, 26; — Folgerung auf die Beschaffenheit des Inneren, 27; — Störung ihrer Bahn, 28; — ursprüngliche Gestaltung, 40; — Masse, Dichtigkeit und Schwere an der Oberfläche, 48; — Wärmequellen, II, 32; — Flüssigkeit des Inneren, 41.
Erdfälle, I, 380.
Erdöl, Quellen, I, 247; — II, 75.
Erdwärme, Zunahme nach dem Inneren, II, 35; — Einfluss auf die Rinde, 44; — Abnahme, 45; — Wirkungen, 48.
Erdzunge, I, 259.
Erebus, II, 89; 340.
Erfurt, Regen, II, 446.

Erhebungskratere, I, 301; — Theorie, II, 181; 196.
Eriesee, locale Winde, II, 383.
Erkaltungsgesetze, II, 28.
Erman: Mandelstein, II, 77; — Barometerstand am Meer, 494; — isobarische Linien, 495.
Erosion, I, 333; — durch Winde, 333; — durch Quellen, 335; — durch Hydrometeore, 338; — d. Ströme, 354; — an Küsten, 365; — d. Gletscher, 372.
Erosionsketten, II, 208.
Erosionsthäler, I, 360.
Erratische Blöcke, I, 192; — ob durch Anschwemmung, 194; — durch Gletscher, 238; — durch Ströme, 272.
Eruption, vulc., II, 79.
Eruptionskegel, I, 281; — Böschung, 282.
Eruptionsketten, II, 208.
Erzgänge, I, 294; — Contactprod., II, 138.
Erzgebirge, Erdwärme, II, 37; — Alter, 239; — Bodentemp., 327.
Escher, A.: Erosion, I, 357.
Escher, C.: Verbreitung d. Rhoneblöcke durch Strömung, I, 274; — Ursprung der Fluth, 276; — Thalbildung, 364.
Escragnolles, Kreide, I, 160.
Espy: Orkane, II, 399; 479.
Estremadura, Granitblöcke, I, 342.
Etesische Winde, II, 386.
Etsch, Sedimentbildung, I, 258.
Eubœa, Losreissung, I, 371.
Eudiometer, I, 63.
Euganeen, II, 220.
Euler: Temp. d. Atm., II, 371.
Euphotid, I, 316; — metam., II, 161.
Euritporphyr, I, 323.
Europa, Erdbeben, II, 104; — Gestalt u. Volumen, 243; — Klima, 304; — Winde, 391; — thermische Windrose, 404; — udometrische Windrose, 454.
Evaporometer, I, 86.
Evionnaz, Schuttkegel, I, 265.
Extractivstoff, in Quellwassern, I, 96.
Eytelwein: Formel d. Stromgeschw., I, 101.

F.

Fächerstructur, II, 203; 210; 213.
Fachingen, Geh. an Kohlens., I, 93; — Temp., II, 53.
Fahlun, Kupferkies, I, 295.
Fallen der Schichten, I, 133.
Fallmerayer: Waldentblössung, II, 460.
Faraday: Dampfbildung, II, 13.
Far-öer, Klima, II, 303.
Fassathal, Augitporphyr, I, 308; — Wacke, 310; — Geologie, II, 166.
Faulhorn, Spielr. der Temp., II, 274; 373; — Bodentemp., 320; — Dampfgehalt, 412; — barom. Oscill., 490.
Feldberg, Nebel, II, 430.
Feldspathschiefer, I, 171.
Feldsteinporphyr, I, 322; — II, 159; — rel. Alter, 174.
Felsberg, Bergsturz, I, 279.
Felsthore, durch Erosion, I, 366.
Ferdinandea, Ins. Kraterdurchm., I, 301; — Steinart, 321; — Zurücksinken, 385; — Erupt., II, 100.
Ferrex Val., Geologie, II, 167.
Feuerkugeln, I, 52.
Feuerland, Gletscher, II, 284.
Feuerstein, Urspr., I, 212.
Fichtel: Urspr. des Steinsalzes, I, 74.
Fichtelgebirge, Granit, I, 329; — Teufelsmühlen, 342; Gestaltung, II. 231; — Alter, 239.
Filippo, S., Travertin, I, 244; — Temp., II, 53; — Ausströmungen, 60; 70.
Finke: Heerrauch, II, 431.
Finsteraarhorn, II, 203.
Fiora, S., Bergmehl, I, 210.
Fjord, II, 226.
Firn, I, 120.
Firnlinie, II, 338.
Fischer: Meteorst., I, 54.
Flaugergues: über d. Einfl. des Mondes auf die Witterung, I, 39.
Florenz, Regen, II, 450.
Florida, Niveaudiff. d. Meere, I, 76; — Mitteltemp., II, 293.
Flötz, I, 132.
Flötzgebirge, I, 148. — Mächtigkeit, 152.
Flusssäure, in Quellen, I, 94.
Flusssysteme, I, 97.
Flusswasser, Beschaffenheit. I, 115.
Fluthlinie, I, 366.
Flysch, I, 158.
Flyschsandstein, I, 184.
Föhn, II, 386.
Fontainebleau, Sandstein, I, 185.
Foraminiferes, s. Polythalamien.
Forbes: Gletscherbeweg., I, 125; — Theorie, 126; — Absorpt. der Sonnenwärme, II, 262; — Bodentemp., 320; — Gletschertemp., 346; — Gletschertheorie, 348.

Ferrera Hitho.

*

Forchhammer: Strandbild., I, 174; — Dünenbild., 187; — Marschtorf, 220; — Hebung v. Dänemark, II, 190.
Forez, II, 208.
Formationen, I, 143; — neptunische, vulcanische, 144; — Altersfolge, 145; — der Schule v. Werner, 148; — Mächtigkeit, 152; — Bedeutung des mineral. Charakt., 149.
Forster: Koralleninseln, I, 205.
Fortis, interm. Quellen, I, 90.
Fourier: innere Erdwärme, II, 43; — Raumtemp., 249; — Bodentemp., 316.
Fournet: Agatdrusen, I, 243; Thalbildung, 365; — Pont-Gibaud, 397; — Temp. der Atm., II, 377; — Hagel, 468.
Fracostoro: II, 179.
Franklin, B.: Ansichten über d. Planetensystem, I, 23; — Temp. über Untiefen, II, 359; — Wettersäulen, 401.
Franklin, Fort, Mitteltemp., II. 293.
Frankreich, Knochenhöhlen, I, 253; — alte Vulcane, 296; — Erdbeben, II, 103; — Gestaltung, 220; — Winde, 391; 393; — Regentage, 447; — Regenverhältn., 459; — Hagel, 465.
Franzesbad, K., Geh. an Kohlens., I, 93; — Infusorien, 210; — Temp., II, 52.
Fraunhofer: Dunstbläschen, II, 424.
Friedrichshall, feste Bestdth., I, 92.
Friesland, Ins., I, 385.
Fromherz: Beweg. v. Geschieben, I, 111; — Geschiebe im Schwarzwald, 268; — diluv. Fluth, 276; — Granitblöcke, 342; — Erosion, 357.
Frost, befördert Verwitterung, I, 339.
Frostdampf, II, 427.
Frutigen, Gestaltung, II, 210.
Fumacchie, s. Fumarole.
Fumarole, I, 94; — II, 59.
Fündlinge, s. erratische Blöcke.
Fundybai, Fluthhöhe, I, 36.
Fusstritte, in alten Sandst., I, 182.

G.

Gabbro, I, 315; 316; — metam., II, 161.
Gabbro-rosso, I, 167; — durch Metam., II, 124; 149; — Conglom., 169.
Gabelung, der Ströme, I, 99.
Gaffontaine, Höhle, I, 253.
Gagat, I, 222.
Gailenreuth, Höhle, I, 253.
Galestro, I, 167; — durch Metam., II, 124; 140; 149.
Gandecken, I, 232; alte, 237.
Gangarten, I, 294.
Gänge, I, 135; — Ausfüllung durch Wasser, 240; — Erze durch Wasser, 241; — Gangbildungen, 289; — entblösste, 345; — Wiederausrichtung, 394; — successive Ausfüllung, 397; rel. Alter, II, 115.
Ganges, Stromgebiet, I, 98; — Wasserstand, 112; — Wassermasse, 114; — Schlamm, 116; — Delta, 262; — Böschung, 263.
Gangsystem, s. Gangzüge.
Gangzüge, I, 395; — rel. Alter, II, 115.
Garonne, Wassermasse, I, 114.
Gasarten, spec. Wärme, II, 5.
Gascogne, Dünen, I, 188.
Gastein, Quelle. I, 92; — Temp., II, 50; — Gehalt, 52; — Lage, 55.
Gasteren, Granit, I, 332; — Thalform, 390; — Schichtenbiegung, II, 216.
Gaudin: Schmelzen v. Kieselerde, II, 11.
Gavarnie, Circus, I, 389.
Gay-Lussac: Vulcane, II, 98; — aerost. Reise, 369.
Géant, Col du, Temp., II, 274; 373.
Gebirgsformen, durch Erosion, I, 350; — durch Einsturz, 392.
Gebirgsklima, II, 304.
Gebirgssysteme, II, 218; — Alter ders., 236; — Einfluss auf die Temp., 288; 289.
Gebirgszonen, II, 219; 222.
Gefäll, I, 101; — Rückschreiten, 357.
Gefrierpunkt, II, 11.
Geilnau, II, 54.
Geisberger, I, 331.
Gelbe-See, I, 116.
Gemmi, Karren, 340; — Zerstörung, 347.
Genevois: Hagel, II, 465.
Genf, Kiesablagerung, I, 269; — Spielr. der Temp., II, 274; 281; — Winde, 393; — Dampfgehalt, 416; 417; — Regen, 443; 444; 452; — Hagel, 467.
Genfersee, Bestdth., I, 73; — ältere Strandlinien, 370; — Temp., II, 353.

Genua, Karren, I, 340;— Regen, II, 443; 450.
Geographie, Begriff, Eintheilung, Geschichte, I, 1; — *physische*, Begriff, Eintheilung, Geschichte, 3; *physikalische*, Begriff, 8; — Literatur, 10.
Geologie, Begriff u. Entsteh., I, 6.
George, S., Eishöhle, II, 328.
Germano, S., II, 60.
Geröll, Beweg. in Strömen, I, 107.
Gervais, S., Glaubersalzgehalt, I, 95; — Temp., II., 52; — Lage, 55.
Geschiebe, Beweg. in Strömen, I, 107.
Getrozgletscher, Sturz, I, 374.
Gewölbe, I, 134.
Gewölbeketten, II, 211.
Geyser, I, 90; — Gehalt, 95; — Sinterbildung, 247; — Temp., II, 50.
Gezeitein, I, 32.
Gibraltar, Strömung, I, 82; — Meerenge, 371.
Gihon, früherer Lauf, I, 258.
Giltstein, I, 170.
Girl, I, 259.
Giwarten-fiäll, II, 50.
Glairine, I, 96.
Glanzkohle, s. Anthracit.
Glarus, Conglomerat, I, 184; — Erosionshügel, 362; — Thalform, 390; — Congl., II, 170.
Glatteis, II, 421.
Glauconie, I, 185.
Glen-Roy, Schottl., alte Strandlinien, I, 369.
Gletscher, Ursprung, I, 120; — Structur, 121; — Ausdehnung, 121; — Neigung, 122; — Oberfläche, 122; — Bewegung, 123; — Verbreitung, 230; — frühere Ausdehnung, 238; — Erosion, 372; — Temperatur, II, 342; — Einfluss auf die Bewegung, 346; — Abschmelzen, 348.
Gletscherboden, I, 234.
Gletschereis, I, 120.
Gletschertische, II, 350.
Glimmerschiefer, I, 161; — 170; — rothe Aussenfläche, 338; — durch Metam., II, 125; 150.
Gneis, I, 161; — 171; — rothe Aussenfläche, 338; — Erosion, 357; durch Metam., II, 125; 134; 150; 156; — Zonen, 171; — Altersbest., 172.
Gneisgranit, I, 172; II, 154.
Gobi, Bodenart, I, 335.
Godelheim, Kohlensäuregehalt, I, 93.
Gœbel: Salzgeh. der Steppensee'n, I, 74; — Taman, II, 73.
Goldküste, Regenzeit, II, 447.
Goldsand, I, 258.
Golfstrom, II, 361.
Gorea, Mitteltemp., II, 293.
Gotha, Erdfall, I, 381.
Gotthard, Granit, I, 331; — Luft- u. Quellentemp., II, 50; — Granit, II, 158; — Spielr. d. jährl. Temp., 281; Mitteltemp., 293; — barom. Oscill., 474.
Grampians, II, 230.
Granit, I, 328; — Verwitterung, 341; — Teufelsmühlen, 342; — Erosion, 357; Ausdehnung, II, 10; — metam., 154; — Rückzug, 165; — rel. Alter, 173.
Granite orbiculaire, I, 312.
Granitischer Porphyr, I, 325.
Granitone, I, 316; — metam., II, 161.
Granit veiné, I, 172; II, 154.
Granulit, I, 172.
Graphit, II, 133; 141.
Graphitschiefer, I, 171.
Graubündten, Sauerwasser, I, 93; — Marmor, 162; — Diorit, 313; — Porphyr, 324; — Syenit, 327; — Granit, 330; — Erosion, 352; — Gletschererosion, 375; — Quarzit, II, 137; — Dolomit, 168; — Schneelinie, 337.
Graupeln, s. Riesel.
Grauwacke, I, 149; — Mächtigkeit, 152; — 185.
Gravesalvas, Syenit, I, 327; — Granit, 330; — Erosion, 349.
Gravitation, s. Schwere.
Greina, II, 213.
Greisen, I, 328.
Grenoble, Incrust. d. Leitröhren, I, 241.
Gressly: Bohnerzbildung, I, 251.
Griespass, II, 213.
Grimsel, Granit, 331; — Gletschererosion, 376; — Granit, II, 158; — Kalkstein, 166.
Grindelwald, Bodentemp., II, 328.
Grobkalk, Beschaff. u. Vork., I, 157; organ. Urspr., 211.
Grönland, Veränd. d. Küste, I, 76; — Einsinken der Küste, 386; — Veränd. des Klima, II, 306.
Grosser Ocean, langsame Senkung, I, 393; — Passate, II, 389, — Strömungen, 361; 403.
Grosshorn, Entblössung, I, 348.
Grubenfeuchtigkeit, I, 85.
Grundeis, I, 225; — II, 332.
Gruner, L.: metam. Porphyr, II, 159.
Grüne Schiefer, I, 167; — durch Metam., II, 148.
Grünstein, I, 312.
Grus, I, 341.
Guadeloupe, Kalkst., I, 176.
Guanaxuato, Grubenwärme, II, 40.
Guano, I, 215.

Guatimala, Einstürze, I, 384.
Guayra, la, Spielr. d. Temp., II, 281.
Guernsey, Fluthhöhe, I, 37.
Guferlinien, I, 233.
Guiana, Regenzeit, II, 447.
Guinea, Mitteltemp., II, 293.
Gurnigel, II, 54.
Guxen, I, 228; — II, 384.
Guyot: Temp. des See's v. Neuchâtel, II, 354.
Gyps, I, 161; — Verbreitung, 164; — aus Kalkst., 241; — Erdfälle, 381; — durch Metam., II, 129; 142; Ausdehnung, 168.
Gypslinien, II, 142; 170.

H.

Haagen v. Mathiesen: M. Nuovo, II, 185.
Haarfrost, II, 421.
Habichtswald, Infusorien, I, 211.
Habkeren, Granit, I, 332; — Congl., II, 170.
Hadley: Passate, II, 388.
Hafenzeit, I, 34.
Haff, I, 190.
Hagel, II, 464.
Haiden, I, 214.
Haiti, Einsturz, I, 384.
Halbopal, I, 210.
Hales: Erdbeben, II, 102.
Hall, J.: Schmelzversuche, I, 137; — II, 11; 121; — Quetschung, 182.
Hallaschka: Einfl. des Mondes auf die Witterung, I, 39.
Halle, Porphyr, I, 325; — atm. Dampfgehalt, II, 413; — atmische Windrose, 419; — barom. Oscill., 490.
Halley: Höhe der Atmosph., I, 59; — Salzgeh. der Meere, 74; — Sonnenwärme, II, 260.
Hällström: Schneelinie, 340.
Hamberger: Dampf d. Atm., II, 426.
Hamburg, therm. Windrose, II, 405; — Nebel, 430; — barom. Windrose, 475.
Hammam-Mascontin, Travertin, I, 245; Thermen, II, 61; 70.
Hangendes, I, 132.
Harlemer-Meer, Ursprung, I, 367.
Harmattan, II, 384.
Harnische, s. Rutschflächen.
Harz, Trapp, I, 309; — Granit, 329; 342; — Gänge, II, 116; — Gestaltung, 230; — Alter, 236; 239.
Hasli im Grund, Circus, I, 389; — Laubstock, II, 207.
Hauyngestein I, 307.
Havanna, Mitteltemperat., II, 293; — Quellentemp., 329; 367; — Regen, 446.
Hebungsthäler, II, 178.
Heerrauch, II, 431.
Hegau, Steinart, I, 320; — Felskuppen, 346.
Heidelberg, Mitteltemp., II, 293; — Bodentemp., 317; 320; 323.
Hekla, Erupt., II, 81; — Thermen, 86.
Helena, S., Insel, Fluthhöhe, I, 36.
Helgoland, Erosion, I, 367; 371.
Heliothermometer, II, 263.
Hemithren, I, 314.
Herschel, J.: Vulcane, II, 99; — Einfl. der Sonnenwärme, 266.
Herschel, W.: Entdeckungen am Sternhimmel, I, 23.
Hess: Gas v. Baku, II, 72.
Hieroglyphenkalk, I, 340.
Hildburghausen, Fusstritte, I, 182.
Himalaya, Thermen, II, 55; — Schneelinie, 337; 339; — Gletscher, 343.
Hindostan, Regen, II, 453.
Hoang-ho, Stromgebiet, I, 88; — Mündung, 107; — Schlamm, 116.
Hochmeer, I, 32.
Hoff, v.: Meteorst., I, 54; — Vulcane, II, 93; — Erdbeben, 102.
Hoffmann, F.: Thalbildung, I, 365; — Mofetten in Nord-Deutschl., II, 64; — Lipari, 129.
Höhenisothermflächen, II, 294.
Höhenmessung, barom., II, 483.
Höherauch, II, 431.
Hohgant, Quarzsandstein, I, 349.
Höhlen, Incrustat. derselb., I, 246; — Knochen, 251; — Ursprung, 337; — durch Erosion, 356; — durch d. Brandung, 366.
Holland, Beschaff. des Bodens, I, 270; — Regentage, II, 447; — Regen, 450; 456.
Holstein, alte Strandbild., I, 177.
Homburg, II, 54.
Honigthau, II, 422.
Honolulu, Epochen der Extr. der jährl. Temp., II, 278.

Hooke, R.: Erdbeben, II, 102; — Gebirge, 179.
Hopkins: Dicke der starren Erdrinde, I, 27; — II, 42; — Hebungstheorie, 184; — barom. Oscill., 471.
Hornblendfels, I, 313; — II, 139; 162.
Hornblendgneis, I, 172.
Hornblendgranit, I, 329.
Hornblendschiefer, I, 161; — 171; — durch Metam., II, 125; 162.
Hornblendtrappe, I, 311; — II, 161; rel. Alter, 176.
Hornfels, I, 172; — durch Metam., II, 125.
Hornschiefer, I, 172; — durch Metam., II, 125.
Hornsteinporphyr, I, 323.
Ho-tscheu, II, 94.
Ho-tsing, Feuerbrunnen, II, 72.
Howard: Wolken, II, 433.
Hugi: Gletscherbeweg., I, 125.
Humboldt, v.: Sternschnuppen, I, 56; Vulcanismus, II, 93; — Erdbeben, 102; — Anden, 227; — Volumen der Contin., 243; — Isothermen, 290; — Schneelinie, 339; — barom. Oscill., 493.
Humus, I, 213.
Humusboden, I, 214.
Hundsgrotte, II, 66.
Hundsrück, Porphyr, I, 308; — Trapp, II, 164.
Hungerbrunnen, I, 89.
Hunnenfluh, II, 216.
Hupererde, I, 250.
Hurricane, s. Orkan.
Hutton, C.: best. die Dicht. der Erde, I, 49.
Hutton, J.: Thalbildung, I, 363; — Metamorph., II, 118; — Urspr. der Geb., 180; — Ursprung des Regens, 423.
Hutton, Höhle, I, 252.
Huyghens: Abplattung, I, 42; Anwendung des Pendels, 46.
Hyalomicte, I, 328.
Hydrometeore, I, 83; — Quantität derselben, 83; — Erosion, 338; — allgem. Behandlung, II, 408.
Hydrophan, I, 315.
Hyères, Regen, II, 451.
Hyetometer, I, 86.
Hygrometer, I, 63; — II, 415.
Hypersthenfels, I, 308.

IJ.

Jahreszeiten, physische, II, 278.
Jakuzk, jährl. Spielr. der Temperatur, II, 282; — Kälte, 299; 300; — Bodentemp., 325; — Regen, 452.
Jamaica, Luft- und Quellentemperatur, II, 367.
Jantse-kiang, Stromgebiet, I, 98; — Delta, 262.
Japan, Strömung, II, 361.
Jaspis, I, 161; — Verbreitung, 167; — durch Metam., II, 124; 137; 149.
Java, Todesthal, II, 67; — Solfatare, 69; — Schlammvulc., 73; — Lamongang, 81; — Metam., 129; — barom. Oscill., 492.
Ideler: Meteorst., I, 54; — Hagel, II, 468.
Jeffreys: II, 11; — 128.
Jenisei, Stromgebiet, I, 98; — Mündung, 368.
Iglulik, Mitteltemp., II, 284.
Ilefeld, Porphyr, I, 308.
Illgraben, Zerstörung, I, 347.
Indien, s. Hindostan.
Indisches Meer, langs. Senkung, I, 393; — Winde, II, 387; 389; — Strömungen, 403.
Indus, Stromgebiet, I, 98; — Wassermasse, 114.
Infusorien, I, 207.
Inselklima, s. Küstenklima.
Inseln, Korallen-, I, 202; — schwimmende, 219; — in Strömen, 257; 359; — versunkene, 384; — langsames Einsinken, 393.
Interlaken, Schichtenkrümmung, II, 216.
Inverna, II, 383.
Jod, im Seewasser, I, 72; — in Quellen, 94.
Joran, II, 383.
Jorullo, Thermen, II, 86; — Hebung, 186.
Jonzac, Meteorstein, I, 53.
Jorat, Erosionsthäler, I, 361.
Jorullo, Höhe, I, 300.
Joux, lac de, I, 89.
Joyeuse, Regen, II, 443.
Irawadi, Erdölquellen, I, 248; — II, 76.
Irkuzk, jährl. Spielraum d. Temp., II, 282; — Luft- und Quellentemp., 327; — Regen, 452; 457.
Irland, Trapp, I, 297.
Ischia, alte Krater, I, 296; — Arso, 215; 320; — Steinarten, 321; — Quellentemp., II, 50; 54; — Stufe, 60.

Island, Braunkohle, I, 222; — Höhlen, 288; — Trapp, 297; 306; — Obsidian, 321; — Trappgebirge, II, 162; — Veränd. d. Klima, 306.
Isle de France, Infusorien, I, 211; — jährl. Spielr. d. Temp., II, 280.
Isobarische Linien, II, 495.
Isobarometrische Linien, II, 473.
Isochimenen, II, 293.
Isogeothermen, II, 330.
Isoklinal, II, 224.
Isorachien, I, 33.
Isothermen, II, 290.
Isotheren, II, 293.
Istrup, Gasquellen, II, 65.
Itacolumit, I, 170; — II, 137; 140.
Italien, alte Strandlinien, I, 178; — Knochenbreccien, 249; — Knochenhöhlen, 253; — Vulc. Zone, II, 91; 95; — Erdbeben, 104; — Regentage, 447; — Regenverhältn., 458.
Jungfrau, II, 217.
Junghuhn: Java, II, 69; 73; 129.
Jura, Erosion, I, 351; — Gletschererosion, 377; — Einsturzthäler, 390; — Ketten, II, 211; — Gestaltung, 235; — Alter, 239.
Jura, Insel, alte Strandlinien, I, 368.
Jurakalkstein, I, 148; — Mächtigkeit, 152.
Juvenas, Meteorstein, I, 53.
Ivrea, alte Gandeck, I, 237.

K.

Kaiserstuhl, Steinart, I, 306.
Kalkstein, Abänderungen, I, 157; — neuster Bild. am Mittelmeere, 176; — alte Strandbildung, 182; — aus Polythalamien, 209; — Urspr., 213; — Veränderung der Oberfläche, 338; — Zerstörung, 347; — Ausdehnung, II, 10; Schmelzpunkt, 11, Metamorph., 121; — rother, 140; — schwarzer, 140; — Marmor, 144.
Kältepole, II, 291.
Kamtschatka, Schneelinie, II, 339.
Kämtz: Einfluss des Mondes auf die Witterung, I, 40; — Schneelinie, II, 340; — Temp. der Atm., 375; — Winde in Europa, 391; — Wettersäulen, 402; — therm. Windrosen, 404; 406; — tempor. Wärme- und Kältepole, 407; — Dampfgehalt der Atm., 411; — in der Höhe, 417; — Dunstbläschen, 424; — Nebel, 428; — Heerrauch, 431; — Höhe d. Wolken, 434; — Hagel, 467; — atm. Druck, 469; 471; — barom. Oscill., 472; 482; — jährl. Oscill., 486; — barom. Wendestunden, 489; — tägl. Oscill., 493.
Kander, Delta, I, 260; 262; — Erosion, 355.
Kant: über den Ursprung des Planetensystems, I, 23.
Kaolin, I, 341.
Karlsbad, Gehalt des Sprudels. I, 92; 95; — Sprudelstein, 245; — Erosionswirkung, 336; — Temp., II, 50; — Lage, 55.
Karlsruhe, Einfluss des Mondes auf die Witterung, I, 39; — jährl. Spielr. der Temperatur, II, 280; — therm. Windrose, 405; — mittlere Bewölkung, 439; — Regen, 452; 455; — Schnee, 456; — barom. Oscill., 472; — barom. Windrose, 475; — barom. Oscill., 485; 487.
Karrenbildung, I, 340, 374.
Karst, *Winderosion*, I, 334; — Trichter, 381.
Kasan, Temp., II, 50; — Regen, 452; Regentage, 457.
Kaspisches Meer, alter Strand, I, 178; — Depression, 393.
Katabothra, I, 88; — Einschwemmungen, 240; — durch Erosion, 336; — erzeugen Erdstürze, 381.
Katarakten, I, 105.
Kater: Pendelbestimmung, I, 46.
Katzenbuckel, Steinart, I, 307.
Kaukasus, Gestaltung, II, 201; 222; — Schneelinie, 339.
Keferstein: Metam., II, 119.
Keilhau: alte Strandlinien, I, 369; — Metam., II, 119.
Keller: Windhöhlen, II, 329.
Kerkuk, II, 75.
Kesselthäler, s. Circusthäler.
Ketten, II, 208; — zweiseitige, 210; — einseitige, 212.
Kettenzonen, II, 234.
Keuper, I, 149; — Mächtigkeit, 152; 185.
Kienholz, Schuttkegel, I, 265.
Kieselerde, in Quellen, I, 94; — Schmelzpunkt, II, 11.
Kieselguhr, I, 210.
Kieselkalk, II, 122.
Kieselschiefer, I, 161; — durch Metam., 124; 137.

Kieselsinter, durch Quellen, I, 247.
Kieslager, Beschaff., I, 258; — Gehalt an Metallen u. Mineralien, 258.
Kiölen, II, 225.
Kircher, Athan.: Quellen, I, 91; — Vulc., II, 93.
Kirkdale, Höhle, I, 252.
Kissingen, intermit. Q., I, 90; — Geh. an Kohlens., 93; — Temp., II, 50; — Kochsalz, 54.
Klaproth: Thermen, II, 58.
Klein-Saros, Gasquelle, II, 71.
Klima, II, 257; 301; — Veränd., 306; 308; — Einfl. der Winde, 404.
Klimatologie, II, 257.
Klingstein, I, 319.
Klinometer, I, 135.
Knochenbreccien, I, 249.
Knochenhöhlen, I, 251.
Kochsalz, Gehalt der atm. Luft, I, 62; — in Quellen, 94.
Kohle, Bildungen, I, 221; — specif. Wärme, II, 5; — Metam., 126.
Kohlensandstein, I, 149; — Mächtigkeit, 152; — 185.
Kohlensäure, in der Atm., I, 61; — barom. Druck ders., 66; — in Quellwassern, 93; — Ausdehnungscoef., II, 9; — Ausströmung, 64; — vulcanische, 83.
Kohlensaure Salze, in Quellwassern, I, 95.
Kohlenwasserstoffgas, in der Atmosph. I, 62; — in Quellen, 94; — Ausströmung, II, 71.
Königssee, Temp., II, 353.
Kopais-see, I, 89.
Kopenhagen, Mitteltemp., II, 296; — Strömungen, 402; — therm. Windverh., 406; — Bewölkung, 440; — Regen, 444; 452; 455.
Korallenbildungen, I, 197; — ältere, 200.
Koralleninseln, I, 202; — Einsinken, 393.
Körnig, I, 136.
Kotah, Wärme, II, 299.
Kouka, Temp., II, 299.
Krakau, jährl. Spielr. der Temperatur, II, 282.
Krater, I, 134; — Durchm., 301; — durch Einsturz, 382.
Kratersee'n, I, 388.
Kratzenstein: Dunstbläschen, II, 424.
Kreide, Beschaffenheit und Vorkommen, I, 157; — organischer Urspr., 211.
Kreideformation, I, 148; — Mächtigkeit, 152; — auf ungleichem Niv., 160; II, 192; — Klima, 311.
Kreisgebirge, II, 223.
Kreuznach, Porphyr, I, 325; — Soole, II, 54.
Kries: Erdbeben, II, 102.
Krug v. Nidda: Island, II, 163.
Krystalldrusen, Entstehung in Gängen, I, 240; — in Mandeln, 242.
Krystallhöhlen, I, 337.
Krystallinische Schiefer, I, 168; — durch Metam., II, 150.
Krystallite, I, 142.
Kuenlun, II, 222.
Kugeldiorit, I, 312.
Kuglichte Absonderung, I, 142.
Kuhfirsten, Gestaltung, II, 204.
Kühloch, Höhle, I, 253.
Kupfer, spec. Wärme, II, 5.
Kupferkies, Stöcke, I, 295.
Kupffer: innere Erdwärme, II, 37; — Formel der Quellentemp., 368.
Kuppen, vulc., I, 298.
Kurdestan, Klima, II, 449.
Küstenklima, II, 304.

L.

Laachersee, Eisensteinbildung, I, 217; — Mofetten, II, 65.
Labrador, Trapp, I, 309.
Lagerung, I, 144; — gleichförmige, abweichende, 144.
Lago di Naftia, II, 75.
Lagoni, I, 94; — Schlammbildung, 284; — Beschr., II, 59.
Lagunen, I, 174; — d. Koralleninseln, 202.
Lalliaz, II, 54.
Lambert: Höhe der Atmosphäre, I, 59; — Formel des mittleren Windes, II, 114; — Sonnenwärme, 261; — Absorpt. derselben, 263; — Temp. der Atmosphäre, 372; — Höhe der Wolken, 437.
Landregen, II, 443.
Landwind, II, 382.
Längenjoche, II, 224.
Längenthäler, II, 224; 234.
Lapilli, I, 280.
Laplace: Ursprung der Planeten, I, 23; atmosph. Ebbe u. Fluth, 38; — Meteorst., 54; — Gestalt der Atmosph., 59; — Tiefe des Meeres, 71; — Ab-

nahme der Erdwärme, II, 46; — Temp. der Atm., 372.
Lappland, Fluthhöhe, I, 37; — Klima, II, 457.
Larderel: Temperatur der Fumarolen, II, 59.
Latera, Mofette, II, 66.
Laterites, I, 158.
Lausanne, alte Gandecke, I, 238.
Lauterbrunnen, Granit, I, 332; — alte Strandlinien, 371; — Thalform, 390.
Lauwinen, I, 229.
Lavafelder, I, 129.
Lavaströme, Geschwindigkeit, I, 128; — Uebergang in feste Steinarten, 137; — Erstarren derselben, 286; — Gestaltung, 287; — Höhlen, 288.
Laven, I, 127; — hydrost. Druck, 127; — Erstarrungsgesetze, 286; — prismatische, kuglige, schiefrige, 289; — Steinart, 304; — Einfluss der Hydromet., 360; — Volumen, 383; — Temperatur, II, 84; — Rückzug, 88; — Urstoff, 164.
Lavey, Temp., II, 50; — Lage, 55.
Lavezstein, I, 170,
Lazzaro-Moro: Thalbildung, I, 363; — Gebirge, II, 179.
Leblanc, Schutthalden der Vogesen, I, 277.
Leche: Honigthau, II, 422.
Leeseite, I, 357.
Lehm, I, 158; — des Rheinthales, 270.
Leibnitz, Alpen, II, 180.
Leissigen, II, 54.
Leith, s. Edinburgh.
Leitungsvermögen, spec., II, 21.
Lemery: Versuch, II, 97.
Lena, Stromgebiet, I, 98.
Lenarto, Meteorst., I, 54.
Lenz: Salzgehalt der Meere, I, 73; — Temp. der Meere, II, 354.
Leptynit, I, 172.
Leslie: Temp. d. Atm., II, 372.
Leucitdolerit, I, 306.
Leucitophyr, I, 306.
Leucostine, s. Eurit.
Leuk, Gypsgehalt, I, 95; — Temp., II, 50; 53; — Lage, 55.
Lherzolith, I, 309.
Lias, I, 149; — Mächtigkeit, 152.
Libanon, Steinart, I, 157.
Libeccio, II, 386.
Libysche Wüste, Ausbreitung, I, 188.
Liegendes, I, 132.
Lignit, I, 221.
Lille, period. artes. Brunnen, I, 90.
Lima, Temp., II, 289; 363.
Liman, I, 368.
Limonit, I, 218.
Linné: Ursprung des Kalksteins, I, 205.
Linth, Delta, I, 260; 262.
Lipari, schiefrige Laven, [illegible] 289; — Steinarten, 321; — Fu[illegible]len, II, 60; — Metam., 129; — Bimssteinkrater, 200.
Lissabon, Einsturz, I, 384; — Erdbeben, II, 100; 104; — Regen, 449.
Listwänit, I, 169.
Liverpool, Regen, II, 458.
Livorno, Regen, II, 459.
Llanos, I, 215.
Lobsann, Bitumen, II; 76.
Locarno, Erosion, I, 357.
Lombardie, Trockenlegung, I, 180; — Winde, II, 393; — Regentage, 447; — Regenwind, 455.
London, Mitteltemp., II, 293; — thermometr. Windrose, 405; — atmische Windrose, 419; — Nebel, 430; 431; — Regen, 452; — barometr. Windrose, 475.
Lorenzfluss, S., Aufsteigen der Fluth, I, 37; — Stromgebiet, 98; — Mündung, 368.
Löss, I, 270.
Luc, de: Meteorst., I, 54; — Bildung v. Dammerde, 216; — Thalbildung, 365; — Veränderung der Klimate, II, 313; — Dampf der Atmosph., 427; Druck der Atmosph., 471; — barom. Oscill., 481; 493.
Lucca, II, 53; 55.
Lucmanier, Dolomit, I, 162.
Luçon, Infusorien, I, 211.
Lugano, Porphyr, I, 308; 323; 324; — Dolomit, II, 147; — S. Salvadore, 167.
Lumachell, I, 182.
Lund, Knochenbreccie, I, 250; — Regen, II, 444.
Lüneburg, Salzquelle, I, 92.
Lunel-vieil, Höhle, I, 253.
Lungernsee, Deltaböschung, I, 262.
Lütke, Pendelbestimmungen, I, 46.
Luxueil, Gehalt d. Quelle, I, 92; — Temp., II, 52; — Lage, 55.
Luzernersee, Temp., II, 353.
Lyell: Thalbildung, I, 365; — submarine Wälder, 367; — [illegible]ränd. der Klimate, II, 313.
Lyon, Porphyr, I, 325; — Temp. der Ströme, II, 365; — Winde, 393; — Regen, 451.

Mæanderkrümmungen, I, 358.
Maare, I, 388.
Macaluba, I, 284; — II, 64; 73; — Erupt., 74; — Bitumen, 75.
Macculloch: Wirkung des Frosts, I, 339; Höhlenbildung, 366.
Mächtigkeit der Schichten, I, 132; — der Lagerung, 136; — der Formationen, 144.
Macigno, I, 185.
Mackenzie, Stromgebiet, I, 98.
Macugnaga, Circus, I, 389.
Madeira, Regen, II, 449.
Madras, Regen, II, 454.
Madreporenkalk, I, 183; — d. Korallen, 200.
Mafra, Regen, II, 449.
Magdalenahöhle, I, 246.
Mageroe, Klima, II, 303; — Schneelinie, 339.
Maggia, Delta, I, 260.
Magnesian-limestone, I, 163.
Magneteisen, Stöcke, I, 295; — durch Sublm., II, 131; — 139.
Mahabuleschwur, Regen, II, 454.
Mahlmann: Einfluss des Mondes auf die Witterung, I, 40; — Wärmeaequator, II, 292; — Temp. d. Meere, 358.
Mailand, Spielraum d. jährlichen Temp., II, 281; — Mitteltemp., 283; — Extreme, 296; — Winde, 393; Regen, 443; 444; 451; — barom. Oscill., 472; 474; — barom. Windrose, 477; barom. Wendestunden, 489; 490.
Maina, Schlammkegel, I, 285; — II, 73.
Mahlstrom, I, 82.
Maibrunnen, I, 89.
Mainz, Geologie I, 272.
Malo, S., Fluthhöhe, I, 37.
Man, Ins. Jährl. Spielr. d. Temperat., II, 282.
Manchester, jährl. Spielr. d. Temp., II, 282; — Verdampfung, 408.
Mandelsloh, v.: rauhe Alb, 226.
Mandelstein, I, 143; — Entsteh., 242; mit Asphalt, II, 77.
Mannheim, Verdampfung, II, 408.
Mannsfeld, Bitumen, II, 76.
Maracaybo, Mitteltemp., II, 293.
Maranhao, Regen, II, 446.
Marienbad, II, 52; — Kohlens., 66.
Mariotte: Quellenbildung, I, 91; — Gesetz, II, 8.
Marmor, I, 160; — 162; — durch Metam., II, 121; 144; — Rückzug, 165.
Marschboden, I, 174.
Marseille, Klima, I, 160; — Gewitterregen, II, 443; 444; — Regen, 451.
Marsili, Ursprung des Salzgehaltes der Meere, I, 74.
Martaban, Golf, Fluthhöhe, I, 36.
Martinique, Mitteltemp., II, 293.
Martins: Terrassen, I, 356; — Regen in Frankr., II, 459; — barom. Osc., 491.
Mascaret, der Gironde, I, 38.
Maskelyne: best. die Dicht. der Erde, I, 49.
Massengebirge, II, 219; 220.
Massi, M., Grubentemp., II, 37; 327.
Massige Sedimente, I, 135; — II, 153.
Mathieu, S., Insel, I, 385.
Maurienne, Thalwind, II, 383.
Mayer, T.: Meteorst., I, 54; — Formel der Mittelwärme, II, 283.
Meer, Verhältniss zum Land, I, 71; — Tiefe, 71; — Niveauunterschied, 75; Veränd. des Niveau, 75; — Druck, 77; — Veränd. des Niveau durch ungleichen Luftdruck 78; — Urspr. der Seebecken, 393; — Spielraum der Temp., II, 273; — Einfluss auf die Temperatur, 287; — Gefrieren, 331; Temperatur, 354; 356; — mittlerer Druck der Atm., 494.
Meeresspiegel, I, 75.
Meeresstrudel, I, 82.
Meerwasser, Bestdth., I, 71; — spec. Gew., 72.
Mehadia, II, 54.
Mehlthau, II, 422.
Meiringen, Thalform, I, 390.
Meissner, Braunkohle, I, 222; — Dolerit, 306; — Basalt, 310; — Schutz gegen Erosion, 346; — Anthracit, II, 126.
Melaphyr, s. Augitporphyr.
Melazzo, alter Strand, I, 178.
Mellili, Dysodil, I, 211.
Melloni: Solfatara, II, 62; 70.
Melserconglomerat, s. Sernftercongl.
Melville, I. jährl. Spielr. d. Temp., II, 280.
Menard de la Groye: Flüssigkeit der Laven, II, 89.
Mergel, I, 158; — Urspr., 175; — organ. Urspr., 210.
Mergelsandstein, I, 184.
Mergelschiefer, I, 158.
Merian, P.: Erdbeben, II, 103; — Gletschertheorie, 348.
Metalle, Sublmt., II, 131; — Inject., 135; — 138.
Metamorphische Gesteine, Rückzug, II, 165; — Ausdehnung, 167; — rel. Alter, 172.
Metamorphismus, II, 116; — d. Wärme und Cämentation, 119; — durch

Dämpfe, 128; — d. Injection, 134; d. allg. Processe, 135.
Meteoreisen, I, 53.
Meteorsteine, I, 51; — Urspr., 54.
Meteorologie, Begriff u. Entsteh., I, 6; — II, 254.
Methana, Hebung, II, 184.
Mettenberg, II, 157.
Mexico, Meteoreisen, I, 54; — Diorit, 313; — Obsidian, 321; — Syenit, 327; — Gestalt., II, 227; — Schneelinie, 339; — Waldentblössung, 461; — Hagel, 465.
Mézenc, II, 209.
Miarolit, I, 331.
Miascit, I, 172.
Michell: Erdbeben, II, 102,
Miguel, S., Kieselsinter, I, 247; — Höhle, 288.
Miliolithenkalk, I, 211.
Mineralien, im Schuttland, I, 258; — künstl. Darst., II, 120; — im Marmor, 123; — im Sandstein, 126; — mit Erzen, 139.
Mineralquellen, I, 92.
Minette, I, 312.
Missisippi, Fluthhöhe, I, 36; — Stromgebiet, 98; — Wassermasse, 115; — Erdzunge der Mündung, 259; — Böschung, 263; — Meertorf, 264; — Serpentinen, 358; — alter Wasserstand, 368.
Mistral, Erosion, I, 334; — Beschreibung, II, 386.
Mitscherlich: künstl. Mineral., II, 120.
Mittelgebirge, Böhm., Basalt, I, 310.
Mittelländisches Meer, Bestdth., I, 72; — Niveaudifferenz, 75; — Knochenbreccie, 249; — Temperat., II, 355; — Winde, 386.
Mittelwärme, des Tages, II, 274; — des Jahres, 282; — Abnahme mit zunehmender Breite, 284; — Abnahme in der Höhe, 286; — Störungen, 296.
Mofetten, I, 61; — II, 64; — Gehalt v. Schwefelwasserst., 69.
Mond, Störender Einfluss, I, 26; — Einfluss auf den Ocean, 32; — auf die Atmosphäre, 39; — Masse, Dichtigkeit, Schwere, 48.
Molasse, I, 184; — grosse Verwerfung längs den Alpen, 396; — ungleiches Niveau, II, 192; — Z Biegung, 216.
Mondorf, Erdwärme, II, 37.
Monsun, s. Musson.
Montblanc, Granit, I, 331; II, 158; — Kalkstein, 166; — Gestaltung, 204; Höhe, 340.
Mont-Dore, Circus, I, 299; 301; — Höhe, 300; — Ursprung des Circus, 388; — Lage der Therme, II, 55.
Monte Nuovo, Entstehung, I, 282; — Höhe, 300; — Lava, 320; — Gesch. II, 185.
Monti Rossi, Urspr., I, 282; — Grotta dei Palombi, 290; — Höhe, 300.
Montlozier: Puy's, II, 195.
Montpellier, heisse Dämpfe, II, 62; — Regen, 451.
Montserrat, Höhlen, I, 246.
Moorbäche, I, 118.
Moore, I, 216.
Moorschlamm, aus Infusorien, I, 209.
Mooskorallen, s. Polythalamien.
Morainen, s. Gandecken.
Moräste, I, 216; — Temp.-Einfluss, II, 289,
Morea, alter Strand, I, 178; — Regen, II, 449.
Moritz, S., Engad., II, 54.
Moscau, therm. Windrose, II, 405; — Nebel, 430; — Regen, 452; 455; — barom. Windrose, 475.
Moskitoküste, Regenzeit, II, 447.
Mosul, Klima, II, 449.
Mousson, s. Musson.
Mowna-Roa, Höhe, I, 300.
Moya, I, 120; — Sediment, 265; — Bestandth., 266.
Muggendorf, Höhle I, 253.
Mühlenpfordt, Mexico, II, 227.
Mühlhausen, Winde, II, 392.
Muldenketten, II, 213.
Muldenförmig, I, 134.
Muldenthal, II, 224.
Mümliswyl, Circus, I, 390.
München, Spielraum der jährl. Temp., II, 281; — Nebel, 430; — Regen, 455.
Muncke: Einfluss des Mondes auf die Witterung, I, 40; — Meteorst., 54; Bodentemp., II, 317; — Wettersäulen, 402; — Nebel, 430; — Hagel, 468.
Murchison: Thalbildung, I, 365; — gefurchte Felsen, 379.
Murray: Hundsgrotte, II, 67.
Mürtschenstock, Biegung u. Erosion der Schichten, I, 350.
Murtensee, rother Schaum, I, 208.
Murzuk, Wärme, II, 300; 301.
Muschelkalkstein, I, 149; — Mächtigkeit, 152.
Muschelmolasse, I, 181.
Mussone, II, 386; — Regenverhältnisse, 453.

N.

Nadelporphyr, I, 324.
Nadirfluth, I, 32.
Nagelfluh, I, 183; — Granitgerölle, 330; 331; — Gebirgsform, II, 208; 212.
Nantes, Mitteltemp., II, 284,
Napfförmige Schichtung, I, 134.
Naphta, I, 248; II, 75.
Natronsee'n, in Aegypten, I, 155.
Neapel, alte Krater, I, 296; — Tuf, 298; 321; — Mittelwärme, II, 284, Regen, 450.
Nebel, II, 423; 427; — trockne, 431.
Nebengestein, I, 136.
Necker, Erosion des Kalks, I, 340; — Erdbeben, II, 102.
Nectaire, S., I, 95; — II, 53.
Neigungsketten, II, 210.
Nenndorf, II, 54.
Nephelindolerit, I, 306.
Neptunismus, I, 77; — II, 180.
Neris, II, 53.
Nerita, J. s. Ferdinandea.
Nertschinsk, Mandelstein, II, 77; — Bodentemperat., 326; — Regen, 452; — barom. Oscill., 485; 487.
Nerungen, I, 189.
Nethou, Pic, II, 340.
Neuchâtel, Kreide, I, 160.
Neuchâtelersee, Temp., II, 353; — Wind, 383.
Neuffen, Erdwärme, II, 37; 327.
Neu-Fundland, Hebung, II, 190.
Neu-Holland, anomale Fluth, I, 37; — Dünen, 187; — Knochenbreccie, 250; Knochenhöhlen, 254.
Neu-Salzwerk, Erdwärme, II, 37; — Kohlens., 66.
Neu-Seeland, Thermen, II, 53.
Neu-York, Mittelwärme, II, 284.
Newburg, Mitteltemp., II, 293.
Newcastle, Grubentemp., II, 37.
New-Hampshire, Mitteltemp., II, 284.
Newton: Abplattung, I, 42; Erkaltungsgesetz, II, 29.
Niagara, Höhe und Breite des Falls, I, 105; — Erosion, 355.
Nicolajeff, jährl. Spielr. der Temp., II, 282.
Nicolosi, Regen, II, 449.
Niesen, Nebel, II, 430.
Niesenkette, Schichtenkrümmung, II, 218.
Niesensandstein, Erosion, I, 341.
Nil, Stromgebiet, I, 98; — Wasserstand, 112; — Wassermasse, 114; — Schlamm, 117; — Erhöhung des Bodens, 257; — Erdzungen der Mündung, 259; — Delta, 261.
Nimbus, II, 433.
Nippfluth, I, 33.
Nischne-Tagilsk, Magneteisen, I, 295.
Nisida, alter Strand, I, 178.
Nizza, Mitteltemp., II, 284; — Regen, 450.
Nollet: Erdbeben, II, 102.
Nordamerika, Infusorien, I, 211; — organ. Kalkst., 212; — Knochenhöhlen, 254; — Gletschererosion, 377; brennbare Gase, II, 73; — Gestaltung, 221; — Gestalt und Volumen, 243; — Depression der Temperatur, 289; — Klima, 304; 308; — Bodentemp., 325; — Winde, 391; 406; — Regen, 452.
Nordcap, Fluthhöhe, I, 37.
Nordpol, Temp., II, 291.
Norfolk, Mitteltemp., II, 293.
Norwegen, alte Strandlinien, I, 369; — Schneelinie, II, 339; — Regen, 451.
Nowaja-Semlja, Fluthhöhe, I, 37; — Temp., II, 293.
Nullpunkt, absol., II, 2.
Nummuliten, I, 209.
Nummulitenkalk, Verbreitung, 212.
Nutation, I, 31.

O.

Oasen, I, 87.
Oberstein, Agatdrusen, I, 242; — Wacke, 310.
Oberwind, II, 383.
Obi, Stromgebiet, I, 98; — Mündung, 368.
Obruivi, I, 381.
Obsidian, I, 320.
Ochsenauge, II, 396.
Odenwald, Syenit, I, 327; — Granit, 330; — Felsenmeer, 342; — Gestaltung, II, 221.
Odessa, Einstürze, I, 381.
Oerstedt: Wettersäulen, II, 401.
Oesar, I, 193.

Ofen, Regen, II, 451; — Regentage, 457; — barom. Windrose, 476.
Oil-creek, I, 115.
Oisans, Fächerstructur, II, 205; — Gestaltung, 207.
Oiselles: Höhlen, I, 253.
Olbers: Meteorst., I, 54.
Olfers, v.: Felsriff von Brasilien, I, 190.
Old red conglomerate, I, 184.
Olmsted: Hagel, II, 468.
Olot, alte Vulcane, I, 296.
Omalius, d': Thalbildung, I, 365.
Ombrometer, I, 86.
Oolith, I, 140; — als neuere Strandbildung, 176; — als alte Strandbildung, 182.
Oolithformationen, I, 148; — Mächtigkeit, 152.
Opal, organ. Urspr., I, 211; — durch Metam., II, 129.
Ophicalce, I, 162.
Ophiolith, I, 315.
Ophit, I, 312; 313; II, 162; — rel. Alt., 176.
Ora, l', II, 383.
Oreston, Höhle, I, 252.
Orkane, Wirkung, I, 334; — Beschr. und Theorie, II, 395; — Barometerstand, 478.
Ostsee, Fluthhöhe. I, 36.
Ouen, S., artes. Br., I, 88.
Ouragan, s. Orkan.
Owaihi, grosser Krater, I, 301.

P.

Padua, täglicher Gang der Temperatur, II, 271; 276; — Regen, 451; — barom. Oscill., 474.
Palaiopetre, s. Eurit.
Palermo, Karrenbildung, I, 340; — jährlicher Spielraum der Temperatur, II, 280; — Mitteltemperatur, 293; — Regen, 449.
Pallas: Meteoreisen, I, 54; — Thalbildung, 363; — Gebirge, II, 179.
Palma, Circus, I, 299; 301; — Höhe, 300; — Caldera, 388; — Gestaltung, II, 200.
Pampas, I, 215.
Panama, Niveaudiff. der Meere, I, 75.
Pantellaria, Ringwall, I, 299; — Höhe, 300; — Steinart, 321; — Thermen, II, 61; — Gestaltung, 200.
Papagallos, s. Orkane.
Papandayang, Einsturz, I, 383.
Papierkohle, I, 222.
Paramaribo, jährlicher Spielraum der Temperatur, II, 280.
Paris, atmosphärische Ebbe und Fluth, I, 38; Einfluss des Mondes auf die Witterung, 39; — Menge des fallenden und verdampfenden Wassers, 84; — abfliessendes Wasser, 85; — Geologie, 271; — Erosion, 362; — Erdwärme, II, 37; — Bodentemperatur, 45; — Epochen der Extreme der jährlichen Temperatur, 278; — jährlicher Spielraum, 282; — Extreme, 296; 299; — Bodentemperatur, 323; — therm. Windrose, 405; — atm. Windrose, 419; — Regen, 444; 452; — Regentage, 456; — barom. Windrose, 475.
Parma, Granit, I, 332; — Serpentinconglomerat, II, 169.
Parrot: Vulcane, II, 98.
Passaro, Cap, I, 310.
Passatwinde, II, 388.
Passau, Kaolin, I, 341.
Patrin: Vulcane, II, 98.
Payen: Gase von M. Rotondo, II, 59; — Theorie der Lagoni, 62.
Pechkohle, I, 222.
Pechstein, I, 320; — durch Metamorphose, II, 129.
Pegel, I, 115.
Pegmatit, I, 328.
Peissenberg, Spielraum der jährlichen Temp., II, 281.
Peking, barom. Oscill., II, 488.
Pella, II, 449.
Peltier: Wettersäulen, II, 402; — barom. Oscill., 471; 494.
Penjab, Gasquelle, II, 72.
Penzance, Klima, II, 303.
Peperin, I, 322.
Peressip, I, 259.
Pereta, Mofette, II, 66; 68; 70.
Perlstein, I, 321.
Perrey: Erdbeben, II, 99.
Péron: Sandstein der Dünen, I, 188.
Persischer Golf, Winde, II, 387; — Strömung, 404.
Perte du Rhône, I, 89.
Peru, Steinsalz, I, 166; — Quarzit, II, 137; — Schneelinie, 337; — Gletscher, 343; — Küstentemperat., 363; — Regen, 446; — Hagel, 465.
Pe-schan, II, 94.
Pestarena, Grubentemp., II, 37.

Petersburg, Depression der Temperatur im Mai, II, 279; — jährlicher Spielraum, 280; 282; — Regen, 452; 455; — baromet. Oscill., 472; — barom. Windrose, 476.
Petroleum, s. Erdöl.
Petrosilex, I, 172; 323.
Pfaffenstock, Entblössung, I, 348.
Pfeffers, Gehalt der Quelle, I, 92; — Temp., II, 50; — Lage, 55.
Pflasterkaute, I, 310.
Philadelphia, Mitteltemp., II, 293; — Regen, 446.
Phlegräische Felder, I, 296; — Tuf, 298; — Gestaltung, II, 220.
Phonolith, I, 319.
Phosphorsäure, in Quellen, I, 94.
Pichincha, Höhe, I, 300: — Krater, 301; — Steinart, 319.
Pico, Azoren, Höhe, I, 300.
Pictet: Thalbildung, I, 365.
Piddington: Orkane, II, 398.
Piemont, Gestaltung, II, 223.
Pietramala, II, 71.
Pietra serena, I, 185.
Pilatus, Nebel, II, 430.
Pilla: brennb. vulc. Gase, II, 80; — Bodentemp., 327.
Pimelodes cyclopum, I, 265.
Piperno, I, 320.
Pirna, Sandstein, II, 221.
Pisa, II, 53; 55; — Mitteltemp., 293; — Regen, 459.
Pisolith, I, 140.
Pitot'sche Röhre, I, 107.
Plaine aux Isles, Circus, I, 389.
Planeten, Ursprung, I, 21; — störender Einfluss, 26; — Masse, Dichtigkeit, Schwere an der Oberfl., 48.
Plantamour: baromet. Curve des Gr. Bernhard, II, 488.
Plata, la, Stromgebiet, I, 98; — barom. Windrose, II, 476.
Platin, Wäschen, I, 258; — specifische Wärme, II, 5.
Plato: Vulcane, II, 93.
Platzregen, II, 442.
Playfair: erratische Blöcke, I, 239; — Thalbildung, 363; — Metam., II, 118; Urspr. d. Geb., 180.
Pliniana, period. Quelle, I, 90.
Plombières, II, 52; — Lage, 55.
Plurs, Bergsturz, I, 278.
Plutonismus, I, 77.
Pluviometer, I, 86.
Po, Stromgebiet, I, 98; — Sedimentbildung, 258; — Delta, 261; — Böschung, 263; — Krümmungen, 359.
Poggendorff: Sauerstoff der Atmosphäre, I, 60.
Poisson: Formel über die Schwere auf Gebirgen, I, 48; — specifische Wärme der Gase, II, 6; — Wärme des Erdinneren, 37; 42; 43; — Formel für die Temperatur der Erdrinde, 44; — Raumtemperatur, 249; — Bodentemperatur, 316; — Temperatur der Atmosphäre, 371.
Polareis, II, 334.
Polarländer, Gletscher, I, 230; — barom. Oscill., II, 491.
Polarreisen, II, 335.
Polinjen, II, 335.
Polirschiefer, I, 210.
Polythalamien, I, 207.
Pondres, Höhle, I, 253.
Pont Gibaud, Infusorien, I, 211; — Rutschflächen, 397; — Mofetten, II, 66.
Pontias, II, 384.
Popocatepetl, Höhe, I, 300.
Porcellanjaspis, II, 124.
Porcellanthon, I, 341.
Porfido Verde-Antico, I, 313.
Pororoca, des Amazonenflusses, I, 38.
Porphyr, s. Augitporphyr, Feldsteinporphyr, Dioritporphyr, Trachytporphyr.
Porphyrartig, I, 137.
Portici, Scala, I, 289.
Posilippo, Steinart, I, 321.
Pouillet: Raumtemperatur, II, 250; — Absorption der Sonnenwärme, 263; — Einfluss der Sonnenwärme, 266.
Pozzuoli, s. Starza, Serapistempel.
Præcession, Lunisolar-, allgem., I, 31.
Prag, Einfluss des Mondes auf die Witterung, I, 39; — Spielraum der Temperatur, II, 282; — Regen, 452; 455.
Prasophyre, I, 313.
Prechtl: Hagel, II, 468.
Predazzo, Granitgänge, I, 292; 330.
Pregny, Erdwärme, II, 37.
Prévost, bewegliches Gleichgewicht der Temperatur, II, 25.
Prévost, C.: Pariser-Format., I, 271; — Erhebungskratere, 301.
Primitives Gebirge, I, 149; — Mächtigkeit, 152.
Prismatische Zerklüftung, I, 142.
Prony: Stromgeschw., I, 103.
Protogin, I, 172.
Provence, Braunkohle, I, 222; — Wirkung des Mistrals, 334; Winde, II, 393; — Entwaldung, 460.
Providence, Mitteltemp., II, 293.
Psychrometer, I, 63; — II, 415.
Püllna, II, 52.
Puna, Regen, II, 457.

Purga, II, 384.
Puton: metam. Porph., II, 160.
Puy de Dome, I, 299; — Höhe, 300; — Steinart, 319; — Ursprung, II, 194.
Puy's, in Auvergne, I, 296; — 299; — Ursprung, II, 194.
Puzzolanerde, I, 321.
Pyrenäen, Gletscher, I, 232; — Gletschererosion, 377; — Circus, 389; — Gyps, II, 130; — Marmor, 145; — Gestaltung, 222; 231; — Volumen, 243; — Schneelinie, 337; 339.
Pyrheliometer, II, 263.
Pyrmont, Gehalt an Kohlens., I, 93; Temperatur, II, 52; — Dunsthöhle, 65; — Gestaltung, 201.

Q.

Quadersandstein, I, 185.
Quarzfels, I, 170; — 171; — Zerstörung, 347; — durch Metam., II, 126.
Quarzgänge, entblösste, I, 346.
Quarzit, II, 126; 134; 137; — Rückzug, 165.
Quarzporphyr, I, 324.
Quarzsandstein, I, 185.
Quebeck, Mitteltemp., II, 284.
Quellen, I, 86; — v. Süsswasser im Meere, 87; — bei Bern, 88; — wasserreiche, 88; — periodische, 89; — intermittirende, 90; — Bestandtheile, 92; — Veränderl. des Gehalts, 96; — Erosionswirkung, 335; — warme, s. Thermen; — Temperat., II, 366.
Quellenbezirk, I, 98.
Quellsäure, I, 96.
Querjoche, II, 224.
Querthäler, II, 224; 234.
Querzuola, Salse, II, 73.
Quételet: Sternschnuppen, I, 56; — Dichtigkeit der Schneemassen, 227; — Klimate, 303; — Bodentemperatur, 318.
Quindiu, Solfatare, II, 67; 70.
Quito, Steinart, I, 319; — Therme, II, 54; — Erdbeben, 100; — Epochen der Temperatur-Extreme, 278; — Schneelinie, 339; — Waldentblössung, 461.
Quoy: Koralleninseln, I, 206.

R.

Ralligstöcke, II, 210; 213.
Ramond: barom. Oscill., II, 471; 484; 493.
Ramri, Erdfeuer, II, 76.
Randa, Gletschersturz, I, 334.
Rapides, in Canada, I, 105.
Raseneisenstein, I, 218.
Raspe: Erdbeben, II, 102.
Rastern, der Elbe und Weser, I, 38.
Rauchwacke, I, 163; — durch Metam., II, 146; — Ausdehnung, 167; — Gebirgsformen, 168,
Raudales, I, 105.
Rauhe-Alb, II, 226.
Rauhfrost, II, 421.
Raumtemperatur, II, 246.
Réaumur'sches Porcellan, I, 137; — Rückzug, II, 12.
Redfield: Orkane, II, 399; 479.
Reflexionsvermögen, II, 25.
Regen, II, 440; — ohne Wolken, 441; — Zunahme im Fall, 442; — Beschaffenheit, 444; — Einfluss der Breite, 445; — Regenzonen, 447; — Einfluss der Winde, 453; — Einfluss der Configuration, 456; — der Vegetation, 459.
Regensburg, jährlicher Spielraum der Temperatur, II, 282.
Regenschluchten, I, 343.
Régnault: Analyse von Torf und Kohlen, I, 217; 222; 223; 224; — spec. Wärmebest., II, 6; — Ausdehnungscoeff., 9.
Reibungsconglomerate, II, 169.
Reich: best. die Dichtigkeit der Erde, I, 50.
Reichenbach: Erdöl, II, 76.
Reichenbach, Höhe des Falls, I, 105.
Reichenhall, Temp., II, 50.
Reid: Orkane, II, 399; — Wettersäulen, 401.
Reif, II, 420.
Reihenvulcane, II, 90.
Reikiavig, barom. Oscill., II, 486.
Reka, in Krain, I, 89.
Rendu, Gletschertheorie, I, 126.
Reposoir, Erdhöhle, II, 328.

Reussthal, Schichtenkrümmung, II, 218.
Rhein, Stromgebiet, I, 98; — Geschwindigkeit, 106; — Wasserstand, 113; — Wassermasse, 114; — Bestandtheile des Wassers, 116; — Schlamm, 116; — alter Lauf, 258.
Rheina, Gasquellen, II, 71.
Rheinfall, Höhe und Breite, I, 105.
Rheinländer, Erosion, I, 353; — Alter der Gebirge, II, 239.
Rheometer, I, 107.
Rhode-Island, Mitteltemp., II, 284.
Rhombenporphyr, I, 324.
Rhön, Steinart, I, 320; — Gestaltung, II, 220.
Rhône, Stromgebiet, I, 98; — Geschw., 106; — Delta, 261; 262; — Böschung am Meere, 263.
Richer: Pendelverkürzung, I, 46.
Richmond, Mitteltemp., II, 293.
Riesel, II, 463.
Riesengebirge, Granit, I, 329; — Teufelsmühlen, 342; — Gestaltung, II, 231.
Riesentöpfe, I, 378.
Riffstein, I, 176; — d. Korallen, 200.
Rigi, II, 212; Spielr. der Temp., 274; 373; — Dampfgehalt, 412; — Höhe, 484; — barom. Oscill., 490.
Ringwälle, vulc., I, 298; — durch Einsturz, 388; — Theorie, II, 196.
Rio-Janeiro, Regen, II, 448.
Rio Negro, Temp., II, 289.
Rio Vinagre, Bestdth., I, 95; — 115.
Rippoldsau, Temp., II, 50; — 54.
Rive, de la: innere Erdwärme, II, 43,
Robert: gefurchte Felsen, I, 379.
Roccamonfina, I, 299; — Steinart, 306; — Einsturzbildung, 388; — Gestaltung, II, 200.
Roche, Thalwind, II, 383.
Rochelle, la, Mitteltemp., II, 293; — Verdampfung, 408; — Regen, 451; 455.
Roches, im Jura, I, 390.
Roches moutonnées, I, 373.
Rodriguez, Insel, Fluthhöhe, I, 36,
Rogenstein, s. Oolith.
Rohitsch, Gehalt an Kohlensäure, I, 93; — Temp., II, 52; 54.
Rom, Formationsfolge, I, 146; — alte Vulcane, 296; — Tuf, 298; 321; — jährlicher Spielraum der Temperatur, II, 280; — Mitteltemperatur, 284; — Quellentemp, 329; — Verdampfung, 408; — Regen, 450; — barom. Osc., 473.
Rosa, M, Gestalt., II, 228; — Schneelinie, 337; — Gletscher, 342.
Rosenlaui, II, 53.
Rotation, I, 12.
Rotationsaxen, augenblickliche, freie, stabile, labile, I, 13.
Rothes Meer, alter Strand, I, 178, — Winde, II, 387.
Rothliegendes, I, 149; — Mächtigkeit, 152; — Bestanddth., 183.
Rotondo, M, II, 59; — Metam., 128.
Rotterdam, Regen, II, 456.
Le Roy: Thaubildung, II, 422; — atm. Dampfgehalt, 426.
Rücken, s. Verwerfung.
Rückzug, II, 7.
Rüdersdorf, Erdwärme, II, 37.
Ruelle: Dome, II, 194.
Rundhöcker, I, 373.
Runse, II, 182; — s. Barancos.
Russegger: Natronsee'n, I, 155.
Russland, Gestalt., II, 221; — Winde, 391; — Hagel, 465.
Russthau, II, 422.
Rutschflächen, I, 397; — durch Rückzug, II, 166.

S.

Saalband, I, 136.
Saassthal, Ueberschwemmungen, I, 374.
Sabine: Pendelbestimmungen, I, 46.
Sabrina, I, 385.
Sachsen, Zinnstein, I, 295; — II, 115.
Sahara, Dünen, I, 188.
Sahel, I, 188.
Saidschütz, Gehalt an Bittersalz, I, 95; Temp., II, 52.
Saigey: barom. Oscill., II, 482.
Saleve, alte Strandlinien, I, 370.
Salpetersäure, Gehalt der atm. Luft, I, 63.
Salpetersaure Salze, in Quellen, I, 96.
Salsen, II, 73.
Salzsäure, Gehalt der atmosph. Luft, I, 62.
Salzthon, I, 165.
Samiel, II, 384.
Samum, II, 384.
Sand, vulc., I, 280.
Sandsteine, Ursprung, I, 138; 175; — neuester am Mittelmeer, 176; — alte Strandbildung, 184; — Dünenbildung, 187; 190; — Verwitterung, 338; —

Ausdehnung, II, 10; — Metam., 125; — rothe, 140.
Sandwichinseln, Fluthhöhe, I, 36.
Sandwirbel, II, 399.
Santorin, I, 299; — Circus, 301; — Steinart, 321; — Einsturzbildung, 388; — Gesch., II, 185; — Gestaltung, 200.
Sarcouy, Puy, Höhe, I, 300.
Sardinien, alte Vulcane, I, 296.
Sartorius: Erosion durch Wind, I, 334.
Sassuolo, Erdöl, I, 248; — Schlammkegel, 285; — II, 73; — Eruptionen, 74.
Sattara, Regen, 443; 446.
Sattelförmig, I, 134.
Säuerlinge, s. Sauerwasser.
Sauerstoffgas, Gehalt der atmosph. Luft, I, 60; — barom. Druck der Sauerstoffatm., 66.
Sauerwasser, I, 61; 93; — Temperat., II, 54.
Saussure, de: la grande débacle, I, 276; — Thalbildung, 363; — alte Strandlinien, 370; — Laven, II, 118; — — Urspr. d. Geb., 180; — Absorpt. der Sonnenwärme, 263; — Windhöhlen, 329; — Eindringen des Frosts in Schnee, 343; — Temperatur der Ströme, 364; — Temperatur der Atmosph., 372; 375; — Dunstbläschen, 424; — Dampf der Atm., 427; — Waldentblössung, 460; — atm. Druck, 471; barom. Oscill., 493.
Sauls in Canada, I, 105.
Sauvanau: Verdampfung bei S. Rambert, II, 420.
Savoyen, Schneelinie, II, 337.
Savannen, I, 215.
Savi: Gabbro-rosso, II, 149.
Saxemburg, Ins., I, 385.
Schäfchen, II, 433.
Schäfeln, d. Wellen, I, 79.
Schafloch, Eishöhle, II, 328.
Schalstein, I, 167; — durch Metam., II, 149.
Schams, Circus, I, 389.
Scharzfelderhöhle, I, 246; 253.
Scheerer: Arendal, II, 139; — Gneis, 182.
Schergin: Bodentemp., II, 325.
Scheuchzer: interm. Quellen, I, 91; — Gletschertheorie, II, 347.
Schichtung, I, 132; — Krümmung und Knickung, II, 213.
Schieferung, I, 139; — zickzackförmige, cylindrische, kuglichte, 140.
Schinznach, Temp., II, 50; — 54; — Lage, 55.
Schio, Kaolin, I, 341.
Schlamm, aus Infusorien, I, 208; — Moorschlamm, 209.
Schlammregen, II, 445.
Schlammströme, I, 117; — Sedimentbildung, 261.
Schlammvulcane, I, 284; — II, 63; 65; 69; 73;
Schlangenbad, II, 53.
Schleswig, Erosion, I, 367.
Schlick, I, 174.
Schlossen, s. Hagel.
Schlotten, I, 88; — im Gyps, 165; — durch Erosion, 336.
Schmelzpunkt, II, 10.
Schmidt, E.: Dichtigkeit d. Erde, I, 49; — Gestalt und Höhe der Atmosph., 59; — Geschwindigkeit des Windes, II, 381.
Schmidt, G. G.: Gest. und Höhe der Atm., I, 59.
Schmidt, J. C.: Rutschflächen, I, 397.
Schnee, rother, I, 209; II, 445; — Einfluss auf Bodentemp., 324; — allgem. Behandl., 440.
Schneebildungen, I, 226; — Mächtigkeit und Schichtung, 228.
Schneegrenze, s. Schneelinie.
Schneelinie, I, 227; — II, 336; 341.
Schneestürme, I, 228.
Schouw: Veränderung des Klima, II, 306; — Windrose, 381; — Bewölkung, 440; — Regenmenge, 447; — Regen in Italien, 458.
Schottland, Gletschererosion, I, 377; — Quarzit, II, 137.
Schratten, s. Karren.
Schriftgranit, I, 328.
Schübler: Einfluss des Mondes auf die Witterung, I, 39; — Regen u. Dampfmenge in Tübingen, 85; — Verdampfung, II, 408; — Hagel, 468; — barom. Oscill., 481.
Schuls, II, 54; — Mofette, 66.
Schutthalden, I, 277.
Schuttkegel, I, 265; — durch Schlammströme, 265; — der Alpen,, 267; — durch Felsschutt, 277.
Schutzpfeiler, I, 344.
Schwaben, Steinsalz, I, 165.
Schwaden, böse, II, 67; — feurige, 71.
Schwalbach, II, 54.
Schwarzes Meer, Fluthhöhe, I, 36; — alter Strand, 178.
Schwarzwald, Schuttmassen, I, 268; — Granit, 330; — Granitblöcke, 342; — — Erosion, 353; 357; — Gestaltung, II, 221.
Schweden, Veränderung der Küsten, I, 76; — Trapp, 297; — Einsinken von

Schwarzenberg II. 140.

Skonen, 386; — Erze, II, 139; — Hebung, 189; — Winde, 391.
Schwefel, durch Wasser abgelagert, I, 240; — der Solfatara, 241; — spec. Wärme, II, 5.
Schwefeleisen, im Torf, I, 218; — dch. Wasser gebildet, 241.
Schwefelregen, II, 445.
Schwefelsäure, in Quellen, I, 95.
Schwefelsaure Salze, in Quellen, I, 95; vulc., II, 83.
Schwefelwasser, I, 93; — Temp., II, 54.
Schwefelwasserstoffgas, in der Atm., I, 62; — in Quellen, 93; — Ausström., II, 68; vulcan., 82.
Schweiz, Erosionsthäler, I, 361.
Schweizerhall, Erdwärme, II, 37.
Schwere, allgemeine, Gesetz, I, 15; — Intensität an der Erdoberfläche, 43; — auf Gebirgen, 45; 48; — Entdeckung des Gesetzes, 51.
Schwerspath, neptun. Entst., I, 241.
Sciacca, Thermen, II, 61.
Scirocco, II, 386.
Scoresby: Eis der Polarmeere, I, 225; II, 331; — Frostdampf, 428.
Scrope, P.: Flüssigkeit der Laven, II, 89; — Hebungstheorie, 183; — Puy's, 194.
Scylla und *Charybdis*, I, 82.
Secundärformationen, I, 148; — Mächtigkeit, 152; — Klima, II, 311.
Secundenpendel, I, 43.
Sedgwick: Schieferung, I, 139.
Sedileau: über das fallende und verdampfende Hydrometeorwasser in Paris, I, 84.
Sedimente, I, 130; — geschichtete, 132; — massige, 135; — Umwandlung in feste Steinarten, 137; — Structur, 139; — stehender Gewässer, 153; — organische, 197; — Schnee und Eis, 224; — im Inneren des Bodens, 239; durch Ströme, 254; — durch Felsschutt, 276; — vulcan., 279.
See'n, Ausdehnung, I, 73; — Blühen, 208; — durch Gletscher, 236; — Gefrieren, II, 331; — Temp., in der Tiefe, 352.
Seebecken, der Alpen, Ursprung, I, 391.
Seefeld, Fischschiefer, II, 76; 147.
Seeklima, s. Küstenklima.
Seelöcher, in Mannsfeld, I, 89; — 381.
Seewasser, spec. Gewicht und Bestdth., I, 73.
Seewinde, II, 382.
Sefström: gefurchte Felsen, I, 378.
Sejestan, Zunahme der Wüste, I, 189.
Seine, Geschw., I, 106; — Wasserm., 114; — Kiesmassen, 270.
Selagit, I, 308; 312.
Selters, Gehalt an Kohlensäure, I, 93; Temp., II, 50; 54.
Selvretta, Granit, I, 331.
Senegal, Stromgebiet, I, 98; — Regenzeit, II, 448.
Serapistempel, Veränd. d. Meerstandes, I, 76; — II, 187.
Seringapatam, Regen, II, 457.
Sernfterconglomerat, II, 151.
Serpentin, I, 170; 315; — braune Aussenfläche, 338; — Verwitterung, 341; metam., II, 161; — Congl., 169; — rel. Alter, 175.
Serpentinen, I, 358.
Serpentinlinien, II, 171.
Sesiathal, Erosion, I, 357.
Severn, Fluthhöhe, I, 37; — Mündung, 368.
Sewalikhügel, Steinart, I, 183.
Seyssel, Asphalt, 249.
Shehallian, Best. der Dichtigkeit der Erde, I, 49.
Sherki, II, 385.
Shetland, Ins. Sommer- und Wintertemp., II, 282.
Sibirien, Küste des Eismeeres, Fluthhöhe, I, 37; — alte Strandbildung, 177; — Hebung, II, 190; — Bodentemp., 325; — Regen, 452; — barom. Osc., 492.
Sicilien: alte Strandlinien, I, 178; — Gyps und Schwefel, 241; — Knochenhöhlen, 254; — Trennung v. Calabrien, 371; — Erdöl, II, 77.
Sickler: Vulcane, II, 93.
Siedpunkt, II, 16.
Siegen, Rutschflächen, I, 397.
Siena, Meteorst., I, 54.
Sierra-Leone, Mitteltemp., II, 293; — Regenzeit, 448.
Simeto, Erosion, I, 355.
Simmenthal, Erosion, I, 351.
Simplon, alte Gandecken, I, 237.
Sinai, Steinart, I, 330.
Sioule, ändert ihren Lauf, I, 360.
Sismische Curven, II, 104.
Sismische Rose, II, 112.
Sismometer, II, 114.
Sitten, Gestaltung, II, 205.
Skandinavien, alte Strandbild., I, 177; — gefurchte Felsen, 378; — Erdbeben, II, 103; — Hebung, 189; — Gebirgsform, 225; — Veränd. d. Klima, 306; — Winde, 392.
Skaptar-Jokul, Laven, I, 286.
Sky, Trappgänge, I, 292; — Trapp, 297; 309; 310.
Smith: Höhe der Atm., I, 59.
Snechättan, II, 340.

*

Soda, Vorkommen, I, 154.
Soldani: Polythalamien, I, 207.
Salfataren, Schwefelbildung, I, 241; — Fumarolen, II, 60; — Gasausström., 68.
Solothurn, Formationsfolge, I, 145.
Sonne, übt Anziehung auf die Erde, I, 24; — auf den Ocean, 32; — auf die Atmosphäre, 38; — Masse, Dichtigkeit, Schwere, 48; — Einfl. auf die Temp., II, 251.
Sonnenberg, II, 210.
Sonnenwärme, theor. Best., II, 259; — Absorption in der Atmosphäre, 261.
Somma, Gänge, I, 291; — Ringwall, 299; — Höhe, 300; — Durchmesser, 301; — Steinart, 306; — Bildung, II, 197.
Soolwasser, I, 94; — Temp., II, 53.
Sorata, Nevado, II, 340.
Sovere, II, 384.
Spaa, Geh. an Kohlensäure, I, 93; — Temp., II, 52.
Spallanzani: Bildung von Dammerde, I, 215; — Schlammkegel, 285; — Lipari, II, 61; — brennbare Gasquellen, 75.
Spaltungsketten, II, 209.
Spasky: Elasticität des Dampfes, II, 14.
Spezia, Süsswasserquelle im Golf, I, 87; — Knochenhöhle, 253; — Marmor, II, 145.
Spiegel, s. Rutschflächen.
Spielraum der Temperatur, II, 251; — jährl., 279.
Spilit, I, 167; — durch Metam., II, 124; 148.
Springfluth, I, 33.
Sprudelstein, I, 245.
Sprudelwasser, I, 93.
Sprünge, s. Verwerfungen.
Staffa, Höhlen, I, 366.
Stalagmit, I, 246.
Stalaktit, I, 246.
Stannern, Meteorstein, I, 53, 54.
Starza, alter Strand, I, 178.
Staubbach, Höhe, I, 105.
Staubregen, II, 442.
Staubschnee, II, 441.
Steffens: Vulcane, II, 98.
Steinkohle, I, 222; — Klima, II, 312.
Steinsalz, Ursprung, I, 74; — Sedimente, 165; — in metamorph. Bild., II, 143.
Stenon: Thalbildung, I, 363; — Gebirge, II, 179.
Steppen, I, 215; — Regenschluchten, 343.
Steppenklima, II, 301.
Sternschnuppen, I, 55.
Selagit, I, 308.
Stickgas, Gehalt der atmosphärischen Luft, I, 60; — barom. Druck der Stickgasatm., 66; — in Quellen, 93; — II, 63.
Stinkkalk, I, 157.
Stock, I, 135.
Stockholm, jährlicher Spielraum d. Temperatur, II, 282; — Bodentemperatur, 327; — Regen, 444; 452; 455.
Stockwerk, I, 295.
Störungen, planetarischer Bewegungen, I, 18; — periodische, seculare, 19; — störende Kraft, 20; — durch widerstehende Mittel, 21; — Einfluss auf die Temperatur, II, 266; — in der Vertheilung der Mittelwärme, 287.
Stossseite, I, 357.
Strabo: Vulcane, II, 93; — Hebungstheorie, 179.
Strahlsteinschiefer, I, 170.
Strandbildungen, I, 173; — ältere, 177; 368; II, 191.
Strandriffe, durch Korallen, I, 199.
Streichen, I, 133.
Stratus, II, 433.
Stratification, I, 132.
Strasburg, jährl. Spielraum der Temp., II, 282.
Strichregen, II, 443.
Strokr, I, 90.
Stromboli, Gänge, 291; — Höhe, 300; Steinart, 306; — Lava und Eruption, II, 78; — Abhängigkeit von der Atmosphäre, 103.
Ströme, I, 97; — Oberlauf, Mittenauf und Unterlauf, 100; — Geschwindigkeit, 100; — Wassermasse, 112; — Abnahme ders., 115; — Sedimente, 254; — Erosion, 354; — Gefrieren, II, 332; — Temperatur, 364.
Stromgebiet, I, 98.
Strommesser, I, 107.
Stromprofil, I, 101.
Stromrinne, I, 101.
Stromschnellen, I, 105.
Stromthäler, I, 360.
Strömungen, I, 81; — Best. ihrer Geschwindigkeit, 83; — Einfluss auf d. Temperatur, II, 287; 289; — Urspr., 360; — durch Winde, 402.
Strudel, I, 105.
Stuckeley: Erdbeben, II, 102.
Sublimationsprod., II, 82.
Stürme, s. Orkane.
Stuttgart, Nebel, II, 430; — Regen, 452.
Subtropische Zone, II, 488.

Süd-Amerika, Gestalt und Volumen, II, 243; — Spielraum der Bodentemperatur, 323; — Quellentemperatur, 330; — Schneelinie, 339.
Südatlantische Strömung, II, 362.
Suffioni, II, 59.
Sülz, II, 54.
Sulzer: Ursprung der Gebirge, II, 180.
Sumatra, Trennung v. Malacca, I, 371.
Sumpfgas, II, 71.
Sundströmung, I, 81,
Sundwich, Höhle, I, 253.
Suntgau, alte Kiesmassen, I, 269.
Superga, II, 210.
Surate, Fluthhöhe, I, 36.
Surell: Geschwindigkeit der Wildbäche, I, 106; — Geschiebe, 108; — Schlammströme, 118; — Schuttkegel, 256; — Waldentblössung, II, 461.
Surturbrand, I, 222.
Sussex, Geologie, I, 272.
Syenit, I, 326; — 330; — rel. Alter, II, 173.
Syenitporphyr, I, 327.
Synklinal, I, 134; — II, 225.
Syracus, Höhlen, I, 366.
Syrien, Veränderung der Küste, I, 76; — Regen, II, 449.
Szlatina, Gasquelle, II, 71.

Syzygien p. 33.

T.

Taal, Kraterdurchm., I, 301.
Taberg, I, 295; — II, 139.
Tachometer, I, 107.
Tafelzone, II, 225.
Tahaiti, Fluthhöhe, I, 36.
Ta-Kiang, s. Jantse-Kiang.
Talkflysch, I, 169.
Talkschiefer, I, 161; — 169; — durch Metam., II, 125; 150.
Taman, Schlammbildung, I, 284; — Gas, II, 73; — Erupt., 74; Erdöl, 77.
Tarare, II, 208.
Tarasp, II, 53.
Tartaro, I, 244.
Teifune, s. Orkane.
Temperatur, II, 2; — täglicher Gang, 270; — auf dem Meere, 273; — auf Gebirgen, 274; — jährlicher Gang, 276; — Extreme, 299; — des Bodens, 314; — der Gletscher, 342; — stehender Gewässer, 352; — fliessender Gewässer, 360; — der Atmosphäre, 368; — Einfluss auf den Luftdruck, 469.
Teneriffa, Ringwall, 299; — Höhe des Pic, 300; — Steinarten, 320; — V. Taoro, 388; — Erupt., II, 79; — Gestaltung, 200; — Mitteltemperatur, 293; — Luft- und Quellentemperatur, 367.
Terceira, Metam., II, 128.
Terracina, Fluthhöhe, I, 36.
Terrassen, I, 355.
Tertiärformationen, I, 148; — Mächtigkeit, 152; — Klima, II, 311.
Tessier: Bodentemp., II, 324.
Teufelsmühlen, I, 342.
Thalbildung, durch Erosion, I, 351; 359; — Theorie, 363; — rel. Alter, II, 207.
Thäler, I, 360; 387; 388; — II, 201; 224. alpen 229.
Thalwinde, II, 383.
Thau, II, 420.
Thaupunkt, I, 63; — II, 415.
Theiothermin, I, 96.
Themse, Aufsteigen der Fluth, I, 37; — Mündung, 368.
Thermen, II, 49; — Veränderung der 51; — Bestandtheile, 52; — Lage, 55; — Theorie, 56; — durch Vulcane, 86.
Thermometer, II, 2.
Thian-Schan, Solfatare, II, 69; — Vulcane, 94.
Thomson: Marmor, II, 118.
Thone, Ursprung, I. 138; 175; — Verbreitung, 158; — organischer Ursprung, 210; — Ausdehnung, II, 10; — Metam., 124.
Thonporphyr, I, 323.
Thonsandstein, I, 185.
Thonschiefer, I, 158; — 160; — Metam., II, 124; — Rückzug, 165.
Thonstein, II, 159.
Thunersee, alte Strandlinien, I, 370; — Temperatur, II, 353; — Winde, 383.
Thüringerwald, Porphyr, I, 325; — II, 209; — Alter, 239.
Tiber, Schlamm, I, 116; — Deltaböschung, 263.
Timor, alter Strand, I, 178; — Einsturz des Pic, 384.
Tirano, Bergsturz, I, 278.
Tivano, II, 384.
Tivoli, Travertin, I, 244.
Tod: Kotah, II, 299.
Tolima, Domgestalt, I, 299.
Tonkin, anomale Fluth, I, 37.

Todtes Meer, Bestandth., I, 74; — Asph., 248; — Depress., 393; — Vulc., II, 77.
Tolmezzo, Regen, II, 444; 458.
Topfstein, I, 170.
Töplitz, II, 53; 55.
Torf, I, 216; — Meertorf der Missisippimündung, 264.
Torossen, I, 226.
Tornados, s. Orkane.
Toscana, Kupferkies, I, 295; — Iaspis, II, 137; — Erze, 138.
Totalfluth, I, 32.
Toulon, Karren, I, 340; — Waldentblössung, II, 460.
Tourmente, II, 384.
Trachydolerite, I, 305; 318.
Trachyt, I, 317; 318; — metam., II, 160; — rel. Alter, 175.
Trachytporphyr, I, 319.
Trachyttuf, I, 321.
Tramontana, II, 386.
Transitionsgebirge, I, 149; — Mächtigkeit, 152.
Trapp, I, 297; 307.
Trappgänge, entblösste, I, 346; — liegende, II, 163.
Trapp-porphyr, I, 307.
Trappquarz, II, 126.
Trapptuf, I, 311.
Trass, I, 322.
Travers, Val-, Asphalt, I, 249.
Traversella, Magneteisen, I, 295.
Travertin, Sumpfbildung, I, 155; — Beschff. u. Vork., 157; — Quellenbildung, 244.
Treibeis, I, 225; — II, 332; — 336.
Treibholz, I. 191.
Trevandrum, Epochen der Extr. der jährlichen Temperatur, II, 278; — Bodentemp., 320; 323.
Trichterförmige Schichtung, I, 134.
Triest, Regen, II, 451.
Trinidad, Asphalt, I, 248; — Solfatare, II, 69.
Tripel, II, 210.
Trollhätta, Höhe, I, 105.
Tromben, II, 399.
Tropfstein, I, 246.
Trovados, s. Orkane.
Trümmerporphyr, I, 323; — II, 159; — Ursprung, 169.
Tschelekin, Naphta, I, 248; — II, 77.
Tschingel, Circus, I, 389.
Tübingen, Verdampfung, II, 408; 410; — Regen, 458.
Tuf, vulcan., I, 297; 311; 321.
Tundra, I, 214.
Tunguragua, Moya, I, 265; — II, 100; — Höhe, I, 300.
Tuorsthal, Fächerstructur, II, 205; 213.
Turbaco, Volcancitos, I, 285.
Turin, Spielraum der jährlichen Temperatur, II, 281; — Regen, 459.
Turtmanthal, Erosion, I, 352.
Tyrol, Trapp, I, 308; 310; — Porphyr, 324; — Granit, 329; — Dolomit, II, 147; — Kofel, 167.

U.

Udine, Regen, II, 458.
Udometer, I, 86.
Uebergangsgebirge, I, 149; — Mächtigkeit, 152; — Klima, II, 312.
Uebergangskalkstein, I, 149; — Mächtigkeit, 152.
Umeo, Luft- u. Quellentemperatur, II, 50; 367.
Ungarn, Gestaltung, II, 223; — Winde, 391; — Regentage, 447.
Unterteufen, I, 145.
Unterwind, II, 383.
Upsala, Temp., II, 50; — Bodentemperatur, 320; 323; — Luft- u. Quellentemp., 367.
Urach, Basaltcongl., II, 169.
Ural, Porphyr, I, 308; 309; — Diorit, 313; — Serpentin, 316.
Urbachsattel, II, 158.
Urgebirgsarten, I, 149; — Mächtigkeit, 152.
Urmiasee, Bestandth., I, 74.
Urumtsi, Solfatare, II, 69.
Usegne, Schlammpfeiler, I, 344.
Ustjansk, Temp., II, 300.
Uznach, Braunkohle, I, 222.

V.

Val del Bove, I, 388.
Valenciennes, Biegung von Anzin, II, 214.
Valorsine, Conglomerat, I, 184; — II, 170.
Varin, Pendelverkürzung, I, 46.
Variolith, I, 168; — II, 149.
Vaucluse, Quelle, I, 89.
Velay, alte Vulcane, I, 296; — Basalt,

310; — Erosion, 362; — Trachytkette, II, 209.
Velinofall, Höhe, I, 105.
Velleja, II, 72.
Veltlin, Hagel, II, 467.
Venedig, Mitteltemperatur, II, 293; — Regen, 451.
Venetz: erratische Blöcke, I, 239.
Venezuela, Thermen, II, 54.
Vera-Cruz, Regen, II, 448.
Verdampfung, I, 84; — II, 12; — Betrag, 408.
Verdunstung, s. Verdampfung.
Verrucano, I, 184; II, 151; 170.
Verwerfung, I, 394.
Verwitterung, I, 339.
Verzasca, V., Erosion, I, 357.
Vesuv, Spalten, I, 290; — Gänge der Somma, 291; — Somma, 299; — Höhe, 300; — Kraterdurchmesser, 301; — Steinart, 306; — Wechsel d. Kraterbod., 382; — Mofetten, II, 67; — Eruption, 79; — Sublimat., 82.
Vetch: alte Strandlinien, I, 368.
Via-mala, I, 390.
Vicenza, Basalt, I, 310; — Wacke, 311.
Vichy, Geh. an kohlens. Natr., I, 95; — Temp., II, 53.
Viesch, alte Gandecken, I, 237; — alte Erosion, 375.
Vignone, S., Travertin, I, 245; — Temp., II, 53.
Virlet: Trachyt, II, 160; — Santorin, 186.
Vivarais, alte Vulc., I, 296; — Basalt, 310; — Erosion, 362.
Viviers, Einfluss des Mondes auf die Witterung, I, 39; — Regen, II, 444.
Vogelsgebirge, Basalt, I, 310; — Gestaltung, II, 220.
Vogesen, Granit, I, 330; — Gletschererosion, 377; — Gangzüge, II, 115; — Gestaltung, 221.
Voigt, II, 117.
Volcancitos, I, 284; — II, 63.
Volta, Al.: brennb. Gasquellen, II, 75; — Hagel, 467.
Voltz: Hebungstheorie, II, 183.
Vulcane, Entstehung, I, 279; — Höhe, 300; — Kraterdurchmesser, 301; — Steinarten, 303; — Bitumen, II, 77; — allgemeine Beschreibung, 78; — Dämpfe und Gase, 81; — Temperatur, 84; — Lage u. Verbindung, 89; Zonen u. Regionen, 91; — Abhängigkeit von der Configuration, 94; — Theorie, 96.
Vulcanismus, I, 77; — II, 93; 180.
Vulcano, Lavastrom, I, 287; — Ringwall, 299; — Steinart, 321; — Einsturzbildung, 388; — submar. Therme, II, 55; — Erupt., 79; — Gestalt u. Bildung, 199.
Vulture, M., I, 296; Steinart, 307.

W.

Wacke, I, 310.
Wadi, I, 97.
Wälder, untermeerische, I, 220; — 264; — 367; — Einfluss auf Temperatur, II, 289; 307; 324; — auf die Verdampfung, 409; — auf den Regen, 459.
Wallensee, Winde, 383.
Wallis, Hügel durch Erosion, I, 362; — Gletschererosion, 375; — Gestaltung der südlichen Gebirge, II, 210; — Hagel, 467.
Wandern der Ströme, I, 257.
Wärme, II, 1; — specifische, 3; — relative, 4; — specifische Wärme starrer und gasartiger Substanzen; 6; — latente, 17; — Leitung, 19, — Mittheilung, 22; — Strahlung, 23; — Durchgang durch diatherm. Mittel, 25; — Ursprung, 30.
Wärmeäquator, II, 291.
Wärmecapacität, II, 3.
Wasser, harte u. weiche, I, 92; — hepatische, 93; — Sättigungsgehalt, mehrerer Salze, 335; — Ausdehnungscoeff., II, 9; — Gefrierpunkt, 11; — Siedpunkt, 16.
Wasserdampf, in der Atmosphäre, I, 61; — barometrischer Druck, 66; — Elasticität und Dichtigkeit, II, 14; — latente Wärme, 19; — Fumarolen, 58; — vulcanische, 82; — Grenze der Elasticität, 85; — metam. Einfluss, 128.
Wasserfälle, I, 104; — Erosion, 356; Eisbildung, II, 333.
Wasserhosen, II, 399.
Wasserscheide, I, 98.
Wasserstoffgas, Gehalt der atmosphärischen Luft, I, 62; — Ausdehnungscoeff., II, 9.
Wasserwände, I, 80.
Watt, G.: Schmelzversuche, I, 137.
Watten, I, 174.
Wechsel, s. Verwerfung.
Weinböhla, Syenit, I, 327.
Weissachthal, Erosion, I, 352.
Weisses Meer, Fluthhöhe, I, 37.

Weissstein, I, 172.
Wellen, Ausdehnung u. Höhe, I, 79.
Wellenbewegung, I, 79; — Tiefe ders., 79; — Geschw., 80.
Wells: Bodentemp., II, 318; — Thaubildung, 422.
Wendezeiten, barom., II, 489.
Wercholurie, Temp., II, 50.
Werder, I, 257.
Werner: Thalbildung, I, 364; — Vulcane, II, 98; — Gänge, 115; — Neptunismus, 180.
Weser, Eindringen der Fluth, I, 37; — Mündung, 368.
Westerwald, Basalt, I, 310; — Gestaltung, II, 221.
Westindien, Orkane, II, 398.
Wetter, schlagende, II, 71.
Wetterhorn, II, 217.
Wetterlöcher, II, 329.
Wettersäulen, II, 399.
Wetzschiefer, I, 161.
Whewell: Höhe der Wolken, II, 436.
Widmannstädtische Figuren, I, 53.
Wiegmann: Torfbildung, I, 217.
Wieliczka, I, 166; II, 143.
Wiesbaden, feste Bestandtheile, I, 92; — Temp., II, 54; — Lage, 55.
Wildbäche, I, 100; — 118.
Wildbad, II, 52.
Williams, Einfl. der Wälder, II, 324.
Williamsborg, Mitteltemp., II, 293.
Windbäume, II, 433.
Winde, Entstehung, I, 69; — Richtung und Stärke, 70; — Erosion, 333; — Einfluss auf die Temperatur, II, 288; 289; — Ursprung, 378; — Geschwindigkeit, 380; — locale, 382; — continentale, 385; — Einfluss auf Strömungen, 402; — auf das Klima, 404; — auf die Verdampfung, 410; — Dampfgehalt, 418; — Einfluss auf Regenmenge, 453; — auf das Barom., 474.
Windhöhlen, II, 329.
Windhosen, II, 399.
Windrose, I, 70; — sismische, II, 112; — der Winde, 381; — thermische, 404; — atmische oder hygrometrische, 419; — nephische, 437; — udometrische, 454; — barometr., 474.
Windstillen, Zone der, II, 388.
Witterung, Einfluss auf Erdbeben, II, 103; — Verhältniss zum Barometer, 479.
Wiuga, II, 384.
Wolcott, Fort., Mitteltemp., II, 293.
Wolga, Stromgebiet, I, 98.
Wolken, II, 423; — Schweben derselben, 425; — allgemeine Behandlung, 432; — Benennung, 433; — Höhenbest., 436.
Wolkenbrüche, II, 442.
Woltmann: hydrom. Flügel, I, 107.
Würzburg, Verdampfung, II, 408.
Wüsten, Zunahme, I, 188; — Sand organ. Urspr., 211; — Charakt., 215; Wirkung der Winde, 335; — Winde, II, 384.
Wyssenburg, Temperatur, II, 50; — Gyps, 53; — Lage, 55; — Schichtenbiegung, 216.

X.

Ximenes: Stromgeschw., I, 103; — Wasserfahne, 107.

Y.

York, Mitteltemperatur, II, 284.
Yriex, S., Kaolin, I, 341.
Yucatan, Süsswasserq., im Meere, I, 87.
Yvorne, Bergsturz, I, 278.

Z.

Zach, v.: Temp. d. Atm., II, 370; 372; 375.
Zahnloch, Höhle, I, 253.
Zambeze, Stromgebiet, I, 98.
Zechstein, I, 149; — Mächtigkeit. 152.
Zenithfluth, I, 32.
Zerklüftung, I, 141; — prismatische, kuglichte, tafelförmige, 142; — rhomboidische, linsenförmige, 143.
Zermatt, ältere Gletschererosion, I, 375.
Zimmerwald, fassile Knochen, II, 307.
Zinkenstock, Krystallhöhle, I, 337.
Zinnseifen, I, 258.
Zinnstein, Stockwerke, I, 295; — Gangzüge, II, 115.
Zirknitzersee, I, 89; 381.
Zirkonsyenit, I, 327.
Zoogène, I, 96.
Zugersee, Temp., II, 353.
Zürich, Erosionsthäler, I, 361; — Spielraum der täglichen Temperatur, II, 274; — Bodentemperatur, 320; — Dampfgehalt, 413.
Zuschläge, II, 11.
Zuydersee, Ursprung, I, 367.

ad pag. 260.

Kander Delta: ursprünglich 1714 d. Kander in den Sa gelenkt 527.
1716 bereits 56 Juchart à 45000 □'
1740 139
1777 - ... 145
1869 über 200.

(nach Isidor Bachmann 1869)

1 Atmosph. Druck = 28" Quecksilber
= 32' Wasser
= 10,60 Lava

Zentralbibliothek Zürich
ZM03141345